

KONRAD KONIOR

Dewon dolny w profilach wierceń obszaru Bielsko-Andrychów

THE LOWER DEVONIAN FROM BOREHOLES IN THE BIELSKO-ANDRYCHÓW REGION

STRESZCZENIE: Omówiono utwory dolnego dewonu odkryte w ostatnich latach głębokimi wierczeniami na obszarze Bielsko-Andrychów. Dolny dewon, wykształcony w facji piaskowcowo-mułowcowej, podzielony został na trzy poziomy: górny, środkowy i dolny. W spągu poziomu górnego w wierceniach Andrychów 2 napotkano dobrze zachowaną i bogatą florę psylofitową. W górnej części poziomu środkowego w otworze Andrychów 3 występują natomiast piaskowce typu skolitusowego¹. Fakty te wskazują na limniczno-morski charakter tych utworów. Na podstawie analogii z dewonem Gór Świętokrzyskich omawiane osady zaliczyć można do emsu. Dolny dewon stanowi najstarsze, nieprzeobrażone ogniwo paleozoiczne monokliny południowego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, złożone bezpośrednio na utworach metamorficznych, względnie krystalicznych. Pozbawiona dewońsko-karbońskiego nadkładu strefa antyklinalna Rzeszotary-Tymbark rozdziela dwa obszary występowania dolnego dewonu, a mianowicie: północno-wschodni, wiążący się z rejonem Gór Świętokrzyskich, od południowo-zachodniego związanego z obszarem sudeckim, w skład którego wchodzi omawiany rejon.

WSTĘP

W ostatnich latach, wśród szeregu otworów odwierconych przez Przemysł Naftowy w rejonie Bielsko-Andrychów, wykonano dwa głębokie wiercenia — Bielsko 4 do głębokości 2006,1 m i Andrychów 2 do głębokości 2464,2 m. W profilach obu tych wierceń napotkano pod dolomi-

¹ OD REDAKCJI. Zdaniem Redakcji, nazwanie przez autora tych utworów *piaskowcem skolitusowym* jest nieporozumieniem, gdyż różnią się one wyraźnie nie tylko od utworów określonych przez J. Czarnockiego (1936, s. 139) „*tymczasowym mianem piaskowców skolitusowych*”, lecz także od wszelkich piaskowców skolitusowych. Wyciąganie zatem na podstawie rzekomego podobieństwa tych utworów wniosków stratygraficznych i paleogeograficznych nie ma uzasadnienia. Redakcja zaproponowała autorowi termin *piaskowiec pseudoskolitusowy* dla uniknięcia ewentualnych nieporozumień. Jednak na stanowcze żądanie autora i na jego odpowiedzialność przywrócony zostaje termin *piaskowiec skolitusowy*. Termin *piaskowiec skolitusowy* od dawna odnosi się do struktur odmiennych, a występujących wyłącznie w kambrze i ordowiku (por. Westergaard 1922, 1931; Abel 1935; Häntzschel 1962).

tami eiflu serię starszych utworów piaskowcowo-mułowcowych, które mogą reprezentować tylko dewon dolny. Tego rodzaju przypuszczenie zostało wyrażone już po nawierceniu odnośnych utworów w ukończonym w 1963 roku wierceniu Bielsko 4 (Konior 1964b, Konior & Krach 1965). Wyniki wiercenia Andrychów 2, uzyskane w 1964 roku, potwierdziły ostatecznie dolnodewoński wiek serii piaskowcowo-mułowcowej, gdyż znaleziono we wkładce mułowca bogatą florę psylofitową. Flora ta, uznana za bardzo dobrze zachowaną i obfitą jak na stosunki europejskie, oznaczona została przez M. Reyman z Instytutu Botaniki Polskiej Akademii Nauk w Krakowie. Zauważona ona została przy opisywaniu rdzeni z odwiertu Andrychów 2, na głębokości 2302,7—2303,1 m we wkładkach mułowcowych, przez geologów Państwowego Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Krakowie w osobach T. Regułowej i K. Mrozka. Informacja ta przekazana została autorowi.

W profilu wiercenia Andrychów 2 napotkano także na głębokości 2003,6 m niewątpliwie żyweckie amfipory (*Amphipora ramosa*), które umożliwiają, w oparciu o wyniki wiercenia Puńców 1 (Konior & Tokarski 1959), dokładniejsze określenie wieku dolnej części dewońskiego kompleksu węglanowego. Stwierdzenie zaś utworów przejściowych między serią dolomitową eiflu, a niżej leżącą serią piaskowcowo-mułowcową i napotkanie w obrębie tej ostatniej flory psylofitowej stanowi dalszy argument na dolnodewoński jej wiek.

W profilu otworu Kęty 3, wykonanym po 1964 roku, napotkano pod utworami autochtonicznego miocenu, na głębokości 1385,0—1460,0 m twarde, ciemnoszare dolomity, identyczne ze znanymi z profilów wierceń Puńców 1 i Andrychów 2. Poniżej na głębokości 1460,0—1494,1 m, występują piaskowce jasnoszare, gruboziarniste i zlepieńcowate z wkładkami mułowców zielonych, ciemnoszarych i brunatno-czerwonych. Podobne osady napotkano również w najwyższej części serii dewonu dolnego w profilach otworów Bielsko 4 i Andrychów 2.

Ukończony w 1966 roku otwór Andrychów 3 w Bułowicach przebił na głębokości 1669,0—2215,0 m serię węglanową dewonu górnego i środkowego, a poniżej od głębokości 2215,0—2387,0 m również i osady dewonu dolnego, osiągając podłoże krystaliczne (2387,0—2453,1 m). W wierceniu tym, na głębokości 2223,8—2265,0 m, stwierdzono obecność typowych piaskowców skolitusowych.

W chwili obecnej w rejonie Bielsko-Andrychów utwory dewonu dolnego zostały nawiercone już przez cztery otwory, tj. Bielsko 4, Andrychów 2, Kęty 3 i Andrychów 3, co stanowi całkowitą nowość, gdyż do tej pory utwory tego wieku w brzeźnej części Karpat rejonu Cieszyn — Wieliczka nie były znane.

Autor składa serdeczne podziękowanie Doc. dr W. Heflikowi za wykonanie badań petrograficznych, Pani dr M. Reyman za zbadanie psylo-

fitów i wstępną opinię, a Państwowemu Przedsiębiorstwu Poszukiwań Naftowych w Krakowie za udostępnienie materiałów i wyrażenie zgody na opublikowanie wyników.

UTWORY DEWOŃSKIE W PROFILU WIERCENIA BIELSKO 4

W wierceniu tym osady dewońskie napotkano bezpośrednio pod autochtonicznymi warstwami miocenijskimi (Konior & Krach 1965, Heflik & Konior 1965). Reprezentowane są one przez dwie serie: wyższą — węglanową i niższą — piaskowcowo-mułowcową.

Seria węglanowa

W obrębie tej serii uzyskano zaledwie rdzeń o miąższości 3,9 m. Górna i dolna granica została wyznaczona na podstawie profilowania elektrycznego i radioaktywnego.

Granica górna, kontrastująca z nadległymi utworami miocenijskimi, zaznacza się bardzo wyraźnie na głębokości 1721 m. Granica dolna serii węglanowej wyznaczona została na głębokości 1847,8 m i znajduje się ona prawie u samego spodu profilowania.

Litologicznie seria węglanowa reprezentuje ciemnoszare, twarde, drobnokrystaliczne dolomity poprzecinane żyłkami wtórnie wykrystalizowanego białego i żółtawego dolomitu.

Dolomity te pod względem wykształcenia upodabniają się do dolomitycznych utworów eiflu, znanych z wiercenia Puńców 1 (Konior & Tokarski 1957, 1959). Podobne osady przewiercone zostały również w odwiercie Andrychów 2. Powyższe skłania do zaliczenia tej serii, mimo braku dowodów paleontologicznych, do eiflu.

Seria piaskowcowo-mułowcowa

Stropowa granica tej serii została wyznaczona na głębokości 1847,8 m na podstawie wyraźnej zmiany właściwości w profilowaniu elektrolitologicznym i radioaktywnym. Spągową granicę ustaloną na głębokości 1940,0 m przyjąć należy z zastrzeżeniem, gdyż na interwał 1907,8—1963,6 m przypada luka w rdzeniowaniu.

Z serii tej o miąższości 92,2 m uzysk rdzenia wynosi tylko 6,9 m.

Opis litologiczny rdzeni (fig.1)

Głębokość 1865,8—1870,3 m

0—40 cm piaskowiec zlepieńcowaty, złożony z ziarn kwarcu przeciętnie do 2 mm średnicy, z domieszką większych otoczków czerwonego i różowego kwarcu o średnicy do 2 cm. Całość spojona piaszczysto-ilastą masą z jasnymi plamami.

40—200 cm mułowiec ciemnobrunatno-czerwony z domieszką otoczków czerwonego i różowego kwarcu o średnicy do 2,5 cm. (—HCl), oraz dużymi blaszkami białej miki. W spągu występują mułowce brunatno-czarne obfitujące w duże blaszki muskowitu.

200—250 cm mułowiec jak wyżej ze szczątkami nieoznaczalnych roślin. W spągu zlepieniec szaro-brunatnawy, o spoiwie krzemionkowym, złożony w przewodzie z otoczków i ziarn szarego i czerwonego kwarcu, oraz skaleni o średnicy do 2 cm (pl. I, fig. 1 i 2).

Głębokość 1887,7—1894,3 m

0—100 cm piaskowiec szarawo-biały, drobnoziarnisty, kwarcowy o skąnym spoiwie ilastym, miejscami obfitujący w blaszki białej miki.

Głębokość 1900,7—1903,7 m

0—300 cm piaskowiec szarawo-biały, drobnoziarnisty, kwarcowy o ubogim spoiwie ilastym, miejscami z nagromadzeniami blaszek białej miki oraz domieszką większych ziarn kwarcu o średnicy do 0,4 cm. Zaznaczające się uwarstwienie wskazywać może na upad około 20°.

Głębokość 1906,8—1907,8 m

0—40 cm piaskowiec szarawo-biały, drobnoziarnisty, kwarcowy, o spoiwie ilastym, przechodzący ku dółowi w piaskowiec gruboziarnisty. Lokalnie rzadkie, obtoczone ziarna kwarcu o średnicy do 0,8 cm.

Badania mikroskopowe skał z poszczególnych interwałów wskazują, zdaniem W. Heflika, że

„... objęte badaniami piaskowce i mułowce powstawały w tym samym cyklu sedymentacyjnym. Świadczy o tym zarówno ich skład mineralny, jak też tekstura i struktura. Potwierdza to również nieznaczne zróżnicowanie skał. Jedyne najwyższa część omawianego kompleksu wykazuje nieco odmienny charakter. Odznacza się ona zwiększoną zawartością spoiwa węglanowego, którego obecność może mieć związek z występującą powyżej serią węglanową. Wzbogacenie w ten składnik mogło nastąpić podczas procesu diagenety. Również i zróżnicowanie granulometryczne przemawia za wspólnym pochodzeniem omawianych skał. Obecność w osadzie ziarn kwarcu o prostym i falistym ściemnianiu światła wskazuje, że na obszarze alimentacyjnym dostarczającym materiału do sedymentacji występowały różnorodne skały, bądź też były to wyłącznie skały osadowe, które już pierwotnie zbudowane były z różnych co do pochodzenia kwarców”.

Opisana seria piaskowcowo-mułowcowa z wiercenia Bielsko 4 występuje poniżej typowych dolomitów eiflu. Litologiczne jej cechy oraz napotkanie w mułowcach wyraźnych, choć nieoznaczalnych, szczątków roślinnych mogących przypominać psylofity pozwala przypuszczać, że mamy tu do czynienia z utworami dolnodęwońskimi.

Pomimo bardzo ubożego materiału rdzeniowego zauważyć można wyraźną trójdzielną serii.

Część górna z interwału 1865,8—1870,3 m wykształcona jest w postaci piaskowców gruboziarnistych i zlepieńcowatych z wkładkami mułowców zawierających lokalnie szczątki roślin. Zwraca w niej uwagę domieszka grubszego materiału kwarcowego.

Część środkowa z głębokości 1887,1—1894,3 m, 1900,7—1906,8 m oraz 1906,8—1907,8 m reprezentowana jest przez jasne drobnoziarniste piaskowce kwarcowe.

Część dolną z głębokości 1906,8—1907,8 m tworzą jasne piaskowce gruboziarniste, mogące występować aż do głębokości 1940,0 m.

Wyznaczenie dokładnej granicy między górną i środkową częścią jest niemożliwe ze względu na istnienie luki wynoszącej aż 19,4 m. Znacznie łatwiej jest ustalić granicę między częścią środkową i dolną. Wyznacza ją na głębokości 1907,0 m spąg rdzenia z interwału 1906,8—1907,8 m.

Uznając za spąg utworów dewonu dolnego w otworze Bielsko 4 głębokość 1940,0 m przyjąć można, że miąższość ich dolnej części wynosi 33,0 m. Miąższość części środkowej, przy uwzględnieniu wspomnianej luki w rdzeniowaniu, wahać się może w granicach 19,4—39,0 m. Wreszcie miąższość części górnej waha się w granicach 20,2—41,5 m, przy uwzględnieniu tej samej luki wynoszącej 19,4 m.

UTWORY DEWOŃSKIE W PROFILU WIERCENIA KĘTY 3

Utwory te, o miąższości 109,1 m, nawiercono pod autochtonicznym mioceniem. Granica między tymi systemami wyznaczona została na podstawie bocznego sondowania elektrycznego i profilowania radioaktywnego na głębokości 1385,0 m. Do głębokości 1494,1 m utwory dewońskie nie zostały przebite. Nieliczne wydobyte rdzenie wskazują, że, podobnie jak w otworze Bielsko 4, występują tu dwie serie: wyższa — węglanowa i niższa, piaskowcowo-mułowcowa. Przyjęta między wydzielonymi seriami granica na głębokości 1460,0 m oparta jest w zasadzie o przesłanki geologiczne, albowiem badania geofizyczne w tym otworze wykonane zostały tylko do głębokości 1430 m.

Seria węglanowa

Miąższość serii węglanowej wynosi 75 m. W obrębie tego interwału wydobyto tylko 3 m rdzenia z głębokości 1411,3—1417,3 m i 1443,5—1447,5 m. Występują tu, podobnie jak w wierceni Bielsko 4, twarde, ciemnoszare, bitumiczne dolomity o strukturze drobnokrystalicznej. Litologicznie odpowiadają one dolomitom eiflu.

Seria piaskowcowo-mułowcowa

Seria ta, odpowiadająca litologicznie, analogicznie wykształconej z otworu Bielsko 4, przewiercona została w omawianym otworze na odcinku 25,2 m (głębokość 1460,0—1485,2 m). W obrębie tego interwału wydobyto 5,2 m rdzenia.

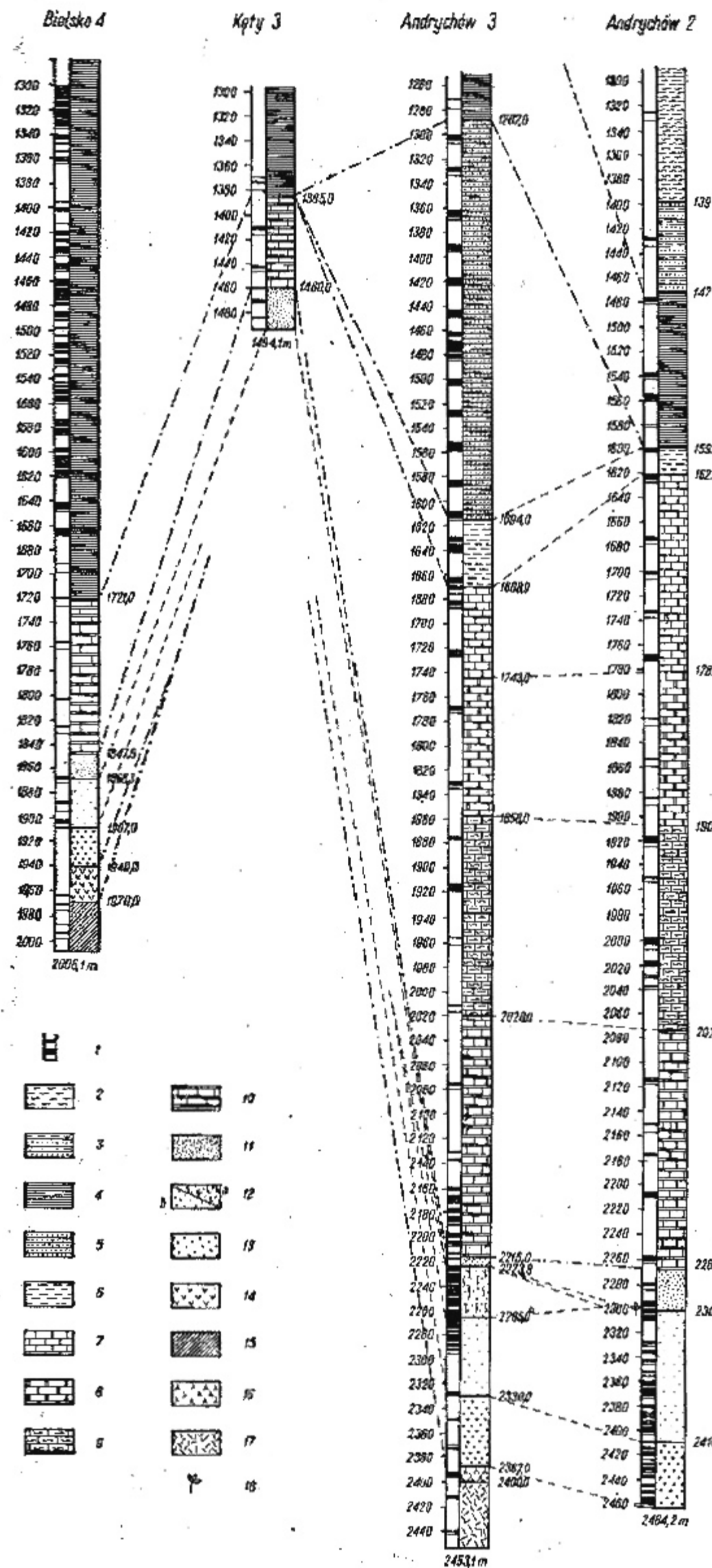


Fig. 1

Korelacja utworów paleozoicznych nawierczonych w rejonie Bielsko-Andrychów

1 pobrane rdzenie, 2 warstwy podśląskie, 3 warstwy cieszyńskie, 4 miocen autochtoniczny, 5 warstwy brzoźne (karbon produktywny), 6 miocen i wapienia wisieńskiego, 7 famenian, 8 frasnian, 9 givetian, 10 eifelian, Dewon dolny (cz. 11 poziom górny; 12 poziom środkowy, a piaskowce typu scollinaowego, b piaskowce „cukr wate”; 13 poziom dolny, 14 skała teschenitowa, 15 utwory metamorficzne, 16 przeciekająca skała magmowa, 17 skała magmowa głębocowa przypominająca gabbro, 18 flora

Correlation of Paleozoic deposits reached in boreholes in the Bielsko-Andrychów region

1 core sampling sites, 2 Sub-Silesian beds, 3 Cieszyn beds, 4 autochthonous Miocene, 5 marginal beds (productive Carboniferous), 6 Viséan mudstones and limestones, 7 Famennian, 8 Frasnian, 9 Givetian, 10 Eifelian, Lower Devonian (upper horizon, 11 middle horizon, a sandstones of acollina-type, „saccharoid” sandstones; 12 lower horizon, 13 teschenite rock, 14 metamorphic rocks, 15 metamorphic magmatic rock, 16 gabbro-like abyssal magmatic rock, 17 gabbro-like abyssal magmatic rock, 18 flora

Opis litologiczny rdzeni
(fig. 1)

Głębokość 1460,3—1466,0 m

0—200 cm piaskowiec jasnoszary, gruboziarnisty i zlepieńcowaty, miejscami z dużymi blaszkami miki i wkładkami szarozielonawych, jasnych mułowców obfitujących w blaszki miki (—HCl).

Głębokość 1469,2—1473,3 m

0—300 cm piaskowiec grubo- i średnioziarnisty szary i jasnoszary, z wtrąceniami mułowca ciemnoszarego przepelnionego miką. W spągu mułowiec ciemnoszary i brunatno-czerwony przepelniony blaszkami miki (—HCl) (pl. I, fig. 3 i 4).

Głębokość 1485,0—1485,2 m

0—20 cm mułowiec brunatno-czerwony przepelniony blaszkami miki (—HCl).

Analiza petrograficzna płytek cienkich najwyższej części, wykonana przez W. Heflika, wykazała, że:

„Są to piaskowce gruboziarniste o spoiwie zdecydowanie ilastym z nieznaczna domieszką węglańu wapnia. W spoiwie ilastym sporadycznie występuje muskowit. Kwarc wykazuje w zdecydowanej większości faliste ściemnianie światła. Niektóre odmiany piaskowca charakteryzują się tym, że bardzo obfite spoiwo i kwarc o falistym ściemnianiu światła występuje w tych samych ilościach (pl. I, fig. 3). Podobne piaskowce występują również w otworach Andrychów 2 i Andrychów 3”.

Serię piaskowcowo-mułowcową, występującą pod dolomitami eiflu w profilu otworu Kęty 3, uznać należy za odpowiednik wiekowy dewonu dolnego.

Jest ona analogiczna z górną częścią identycznych utworów napotkanych w profilu otworu Bielsko 4.

UTWORY DEWOŃSKIE W PROFILU WIERCENIA ANDRYCHÓW 2

Utwory dewońskie w tym profilu występują od głębokości 1622,0 m i nie zostały przebite do końcowej głębokości otworu, tj. 2464,2 m. Podobnie jak w profilu wiercenia Bielsko 4, stwierdzono tu wyższą serię węglanową i niższą — piaskowcowo-mułowcową. Miąższość serii węglanowej wynosi 647 m (1622,0—2269,0 m), natomiast serii piaskowcowo-mułowcowej 195,2 m (2269,0—2464,2 m).

Seria węglanowa

Wydaje się, że w obrębie serii węglanowej reprezentowane są wszystkie piętra górnego i środkowego dewonu. Wprawdzie powyższe przypuszczenie opiera się głównie na podstawach litologicznych, niemniej

występujące na głębokości 2003,6 m żyweckie amfipory stanowią poważne jego uzasadnienie.

W samym spagu serii węglanowej wyróżnić można warstwy, które ze względu na swój charakter są zapowiedzią niższej serii klastycznej. Zostały one stwierdzone w interwale 2258,5—2263,9 m, a ich litologia przedstawia się następująco:

Głębokość 2258,5—2263,9 m

0—60 cm dolomity ciemnoszare, zbite, z cienkimi wkładkami ciemnoszarych mułowców. Lokalnie ślizgi śródwarstwowe.

60—100 cm dolomity „marmurkowe” z drobnymi zaburzonymi soczewkami ciemnoszarych łożupków. Upad 15°.

100—260 cm dolomity ciemnoszare, zbite (w samej górze widoczne przekroje skorup, prawdopodobnie brachiopodów).

260—280 cm dolomity ciemnoszare, brekcjowate.

280—300 cm dolomity ciemnoszare z cienkimi nieregularnymi wkładkami ciemnoszarych mułowców. Upad 10°.

300—400 cm dolomity szare, zbite, z wkładkami 1-2-centymetrowej grubości ciemnoszarych łożupków (—HCl) i lokalnymi ślizgami śródwarstwowymi. Upad 10°.

Granice między serią węglanową a niższą, piaskowcowo-mułowcową, przyjęto na głębokości 2269,0 m w oparciu o analizę profilowania elektrycznego i neutron-gamma.

Seria piaskowcowo-mułowcowa

Serię tę, o miąższości 195,2 m, stwierdzono od głębokości 2269,0 do 2464,2 m, nie osiagając jej spagu. Na podstawie cech litologicznych najniższego odcinka przypuszczać można, że spąg serii i prawdopodobny jej kontakt z podłożem metamorficznym znajduje się dosyć blisko końcowej głębokości otworu.

Z serii tej uzyskano łącznie 75,2 m rdzenia, co umożliwiło dosyć dokładne zorientowanie się w jej składzie litologicznym. Ponadto znaleziona została tutaj w interwale 2302,7—2303,1 m bogata flora, która stanowi ważny dokument uzasadniający dolnodewoński wiek omawianej serii.

Flora ta przekazana została przez autora Dr Marii Reyman z Instytutu Botaniki Polskiej Akademii Nauk w Krakowie, która wydała następującą wstępną opinię.

„Szczątki roślinne są bardzo dobrze zachowane, do tego stopnia, że miejscami występuje w nich pierwotna substancja roślinna. Dzięki temu, szczegółowe badania mogą uwzględnić budowę anatomiczną epidermy i innych tkanek. Na podkreślenie zasługują rozmiary odkrytych szczątków roślinnych, osiagające pomimo ograniczonej średnicy rdzenia długość 8 cm. Zwraca również uwagę obfitość tych szczątków.

Wyniki wstępnych badań przedstawiają się następująco.

Szczałki roślinne mają postać bezlistnych pędów dichotomicznie rozgałęzionych

(pl. IV, fig. 1 i 2). Wyrostki są do 3 mm długie, u nasady do 0,5 mm szerokie, potem zwężające się, tępo zakończone, największe na grubych pędach, na cieńszych mniejsze i rzadsze, względnie w ogóle ich brak. Epiderma składa się z wydłużonych komórek z widocznymi szparkami. W centrum pędu przebiega wiązka złożona z elementów o pierścieniowatych zgrubieniach.

Opisane cechy wskazują na przynależność badanych szczątków roślinnych do rodzaju *Psilophyton*, znanego od górnego syluru do środkowego dewonu”.

Opis litologiczny rdzeni

(fig. 1)

Głębokość 2280,1—2285,6 m

0—100 cm piaskowiec szaro-białawy, średnioziarnisty, kwarcowy, twardy, z dużymi blaszkami miki i wkładkami zielonawo-szarych mułowców twardych z częstą miką, w dole zlepieńcowaty o spoiwie ilastym, zawierającym dużą ilość kaolinitu. W partii środkowej 30-centymetrowa wkładka zlepieńca szaro-białawego ze słabo obrobionymi fragmentami kwarcu szarego, białawego i różowego o średnicy 0,2—2,5 cm, oraz częstymi, drobnymi, białymi plamkami prawdopodobnie zwietrzałych skałeni (—HCl).

100—300 cm mułowiec szaro-zielonawy, twardy z miką (—HCl).

Głębokość 2295,2—2300,8 m

0—25 cm mułowiec zielonawo-szary przechodzący w ciemnoszary z miką (—HCl).

25—270 cm piaskowiec szaro-białawy, gruboziarnisty, miejscami zlepieńcowaty o spoiwie ilastym (—HCl).

270—325 cm piaskowiec jasnoszary zlepieńcowaty z ciemnym smugowaniem, spowodowanym przez nieznaczną zawartość szczątków roślinnych (pl. II, fig. 1 i 2).

325—400 cm mułowiec ciemnoszary, rozsypliwy (—HCl).

Głębokość 2300,8—2306,6 m

0—5 cm mułowiec ciemnoszary zbity z blaszkami muskowitu i biotyту (—HCl).

5—190 cm piaskowiec szaro-białawy, gruboziarnisty, z rzadką miką, przechodzący miejscami w zlepienieć złożony prawie wyłącznie ze słabo obtoczonych ziarn kwarcu z nieznaczną tylko domieszką nieobtoczonych ziarn skałeni o średnicy 0,3—2,7 cm.

190—230 cm mułowiec ciemnoszary, łupkowy, zbity, z blaszkami muskowitu i biotyту oraz resztkami flory psylofitowej (—HCl), (pl. II, fig. 3).

230—400 cm piaskowiec białawo-szary, średnioziarnisty, o spoiwie ilastym z rzadkimi do 3 mm grubości wkładkami szarawo-zielonawymi mułowców (—HCl). Upad 20°.

Głębokość 2328,7—2332,2 m

0—200 cm piaskowiec szaro-białawy, drobnoziarnisty, z wkładkami do 7 mm grubości szaro-zielonawego łowca.

Głębokość 2336,0—2339,6 m

0—150 cm piaskowiec jasnoszary, drobnoziarnisty „cukrowaty” z wkładkami od 7 do 12 mm grubości srebrzystoszarych łupków piaszczystych obfitujących w muskowit (—HCl). Upad 10—20°.

Głębokość 2343,6—2347,0 m

0—200 cm piaskowiec szarawobiały, żółtawoszary i szary o spoiwie ilastym, średnioziarnisty, kwarcowy, z drobną miką i cienkimi do 4 mm grubości wkładkami łupku jasnoszarego z miką, oraz lokalnie wkładki 1,2 cm grubości spoiwego szarego łupku ilastego z miką (—HCl). Upad 15°.

Głębokość 2352,0—2356,5 m

0—200 cm piaskowiec białawo-szary, średnioziarnisty, „cukrowaty” przechodzący miejscami w piaskowiec szary drobnoziarnisty z obfitą miką (—HCl).

Głębokość 2361,5—2365,5 m

0—340 cm piaskowiec szarawobiały, średnioziarnisty, „cukrowaty”, miejscami smugowany ciemniejszą substancją ilastą z widocznymi drobnymi wypukłościami i wklęsnięciami przypominającymi budowę robaków. Całość robi wrażenie osadu przybrzeżnego (—HCl). Upad 20°.

Głębokość 2365,5—2370,0 m

0—400 cm piaskowiec białawo-szary, „cukrowaty”, średnioziarnisty, miejscami cienko smugowany ciemnoszarymi łupkami ilastymi z drobną miką (—HCl). Upad 15°.

Głębokość 2370,0—2375,0 m

0—300 cm piaskowiec białawo-szary, drobnoziarnisty, „cukrowaty”, miejscami z ciemnymi smugami substancji ilastej (—HCl).

Głębokość 2380,0—2386,0 m

0—300 cm piaskowiec białawo-szary, średnioziarnisty, „cukrowaty”, lokalnie z ciemniejszymi smugami substancji ilastej przepełnionymi blaszkami miki, względnie piaskowca szarego, drobnoziarnistego, obfitującego w mikę białą (—HCl). Upad 20—30°.

Głębokość 2386,0—2392,0 m

0—500 cm piaskowiec białawo-szary, średnioziarnisty, „cukrowaty”, z ciemniejszymi zaburzonymi smugami piaskowca szarego, drobnoziarnistego, mikowego, miejscami z wkładkami 0,5—2,0-centymetrowej grubości ciemnoszarego łupku piaszczystego z drobną miką (—HCl). W spągu na powierzchni warstwowania piaskowca okrągławe skupienia szarego, drobnego osadu piaszczystego z miką, mogące wskazywać na litoralną strefę zbiornika o bardzo płaskich brzegach.

Głębokość 2392,0—2398,0 m

0—500 cm piaskowiec białawo-szary, średnioziarnisty, „cukrowaty”, miejscami nieregularnie smugowany 1—2-centymetrowej grubości soczewkowatymi wkładkami ciemnoszarego łupku piaszczystego przepełnionego miką (—HCl). Upad 20° (pl. II, fig. 4).

Głębokość 2398,0—2404,0 m

0—560 cm piaskowiec szarawobiały i jasnoszary, kwarcowy, drobno- i średnioziarnisty, o skąym spoiwie ilastym z żyłami dolomitu grubości 0,8—1,5 cm; w małych próżniach wśród kryształów dolomitu drobne ilości brunatnawej ropy (—HCl).

Głębokość 2410,8—2411,5 m

0—500 cm piaskowiec biały, zlepioncowaty, kwarcowy, ze słabo obtoczonymi ziarnami kwarcu o średnicy 0,15—1,5 cm, barwy szarej, ciemnoszarej i brunatnawej (pl. III, fig. 1).

Głębokość 2415,5—2419,2 m

0—130 cm piaskowiec białawo-szary, kwarcowy, drobnoziarnisty o spoiwie ilastym (—HCl) z wkładkami piaskowców zlepieńcowatych, w których większe osobniki kwarcu osiągają średnicę 4 mm. Wkładka łupku ciemnoszarego piaszczystego z miką. Upad 20°.

Głębokość 2421,2—2425,5 m

0—100 cm piaskowiec białawo-szary, kwarcowy, drobnoziarnisty, miejscami zlepieńcowaty.

Głębokość 2427,5—2429,5 m

0—150 cm piaskowiec białawo-szary, drobnoziarnisty, kwarcowy, przechodzący miejscami w piaskowiec zlepieńcowaty (—HCl).

Głębokość 2431,5—2435,8 m

0—200 cm piaskowiec szarawobiaławy, średnioziarnisty, miejscami zlepieńcowaty z domieszką słabo obrobionych ziarn białego, przezrystego i ciemnoszarego kwarcu o średnicy 0,2—2,0 cm.

Głębokość 2437,8—2440,5 m

0—200 cm piaskowiec białawoszary, zlepieńcowaty, kwarcowy, o średnicy od 0,2 do 0,4 cm. Upad 30°.

Głębokość 2444,5—2448,3 m

0—200 cm piaskowiec białawo-szary, zlepieńcowaty, kwarcowy, o średnicy ziarn od 0,2 do 0,4 cm, z lokalnymi skupieniami białego ilastego minerału wtórnego przypominającego kaolinit.

Głębokość 2450,3—2454,3 m

0—130 cm piaskowiec białawo-szary, zlepieńcowaty, kwarcowy z żyłą białego, krystalicznego dolomitu.

Głębokość 2456,3—2457,8 m

0—50 cm piaskowiec białawo-szary, zlepieńcowaty.

Głębokość 2459,8—2464,2 m

0—150 cm piaskowiec białawo-szary, gruboziarnisty i zlepieńcowaty z domieszką słabo obtoczonych fragmentów białego, szarego, brunatnawego i ciemnoszarego kwarcu o średnicy 0,7—2,0 cm. Miejscami, a zwłaszcza w dolnej części, piaskowce są bardzo twarde, spojone krzemionką. Żyły białego dolomitu osiągają 1 cm grubości.

W oparciu o analizy petrograficzne płytek cienkich oraz opisy litologiczne serii piaskowcowo-mułowcowej wyróżnić można dwa ogólne podziały. Pierwszy z nich oparty jest na przesłankach natury litologicznej, a drugi — genetycznej, wyrażony w tym przypadku właściwościami ziarn kwarcu stanowiącego główny składnik utworów dolnodewońskich.

Pod względem zróżnicowania litologicznego zarysowuje się podział na trzy ostro ze sobą kontrastujące odcinki. Są to licząc od dołu:

a) głębokość 2464,2—2410,8 m 53,4 m miększa seria piaskowców od gruboziarnistych do zlepieńcowatych z domieszką grubszego materiału kwarcowego o średnicy 0,7—2,0 cm,

b) głębokość 2410,8—2303,1 m 107,7 m miększa seria piaskowców

drobno- i średnioziarnistych, lokalnie z cienkimi wtrąceniami łupków i mułowców,

c) głębokość 2303,1—2280,0 m 23,1 m mięszka seria piaskowców od średnioziarnistych do zlepieńcowatych z domieszką grubszego materiału kwarcowego o średnicy 0,2—2,7 m i grubszymi wkładkami mułowców, z których najniższa zawierała florę psylofitów.

W podziale nie uwzględniono, z uwagi na brak materiału, stropowej części serii dolnodewońskiej o miąższości 11 m.

Pomimo pewnego zróżnicowania umożliwiającego podział utworów dolnodewońskich na trzy części, stwierdzić jednak można ogólny jednolity charakter sedimentacyjny całej serii. Charakter ten wyraźnie zaznacza się pomimo pewnych różnic w grubości ziarna piaskowców, lokalnej domieszki fragmentów i otoczków kwarcowych i pomimo występujących w górnej części grubszych wkładek mułowcowych. Zda się więc nie ulegać wątpliwości, że omawiana seria powstała w dość jednolitych warunkach.

Na charakter skał budujących obszar, który dostarczał materiału, rzucają pewne światło stwierdzone przez W. Heflika właściwości optyczne kwarcu, będącego prawie wyłącznym składnikiem piaskowców.

Ze względu na te właściwości zarysowuje się następujący podział: głębokość 2269,0—2300,8 m (31,8 m) — kwarc o falistym ściemnianiu światła,

2300,8—2303,1 m (2,3 m) — kwarc o falistym i prostym ściemnianiu światła,

2303,1—2464,2 m (161,1 m) — kwarc o prostym ściemnianiu światła.

Powyższe daje podstawę do wyrażenia z dużym zastrzeżeniem pewnych przypuszczeń odnośnie do budowy obszaru, który dostarczał materiału klastycznego do zbiornika dolnodewońskiego.

Obszar ten zbudowany był prawdopodobnie w przewodzie ze skał głębinowych, typu granitów, poprzecinanych miejscami żyłami pegmatytowymi. Przy wietrzeniu, denudacji i erozji skały te dostarczyły przede wszystkim różnorodnego kwarcu o prostym ściemnianiu światła, a następnie nieznacznych ilości mikroklinu, plagioklazu i muskowitu. Składniki te dominują w dolnej części serii o miąższości 161,1 m, obejmującej 5/6 całej poznanej w wierceniu miąższości. Dalsza erozja i denudacja odsłoniła pod granitami jakieś skały zmetamorfizowane, dotknięte wcześniejszymi ruchami. Świadczyć może o tym seria z głębokości 2300,8—2303,1 m, w której reprezentowany jest kwarc zarówno o prostym, jak i falistym ściemnianiu światła. W stropowej partii osadów dominuje kwarc o falistym ściemnianiu światła, który pochodzi prawdopodobnie wyłącznie ze skał zmetamorfizowanych.

Wiercenie Andrychów 2, do głębokości 2464,2 m, nie przebiło spągu

serii piaskowcowo-mułowcowej dewonu dolnego. Pomimo to, w oparciu o wyniki wiercenia Bielsko 4, sądzić można, że utwory te reprezentują w omawianym rejonie najstarsze paleozoiczne ogniwo osadowe i zostały złożone na metamorficznym względnie krystalicznym podłożu. Ponadto występowanie piaskowców zlepieńcowatych w dolnym odcinku przewierconej serii wskazywać może na bliski jej spąg.

UTWORY DEWOŃSKIE W PROFILU WIERCENIA ANDRYCHÓW 3

W profilu tego otworu utwory dewońskie stwierdzono od głębokości 1669,0 do 2387,5 m. Poniżej, od głębokości 2387,5—2400,0 m, napotkano ciemnobrunatnawo-czerwoną skałę magmową, a od 2400,0 m do końcowej głębokości otworu, tj. 2453,1 m, występuje ciemnoszara, twarda, krystaliczna skała magmowa, przypominająca gabbro. Przebite utwory dewońskie (od spągu wżenu do krystalicznego podłoża) posiadają ogólną miąższość 718,0 m, przy czym seria węglanowa dewonu górnego i środkowego osiąga 546,0 m miąższości (głębokość 1669,0—2215,0 m), natomiast niższa — piaskowcowo-mułowcowa dewonu dolnego — 172,5 m (głębokość 2215,0—2387,5 m).

Seria węglanowa

Miąższość górno- i środkowodewońskiej serii węglanowej jest o 101,0 m mniejsza od analogicznej w otworze Andrychów 2.

Z fauny stwierdzono jedynie drobne i nieoznaczalne brachiopody, oraz na głębokości 2205,2—2205,7 m przekryształizowane amfipory. Podobnie jak w otworze Andrychów 2, występują w omawianym wierceniu w najniższej spągowej części wtrącenia jaśniejszych dolomitów „marmurkowych” i łupków ilastych, stanowiących warstwy „przejściowe” od klastycznych osadów dewonu dolnego do utworów węglanowych dewonu środkowego i górnego.

Opis litologiczny rdzeni (fig. 1)

Głębokość 2183,4—2189,3 m

0—400 cm dolomit ciemnoszary, zbity, bardzo twardy i spoisty, bitumiczny, przechodzący miejscami w dolomit „marmurkowy”, lokalnie z białymi, okrągłymi plamkami mogącymi pochodzić od amfipor. Miejscami występują nieregularne, cieniutkie nagromadzenia ciemnego itu.

Głębokość 2189,3—2192,1 m

0—50 cm wapień szaropopielatawy, zbity.

50—100 cm dolomit ciemnoszary, zbity, bardzo twardy, bitumiczny.

Głębokość 2197,1—2203,2 m

0—300 cm dolomit ciemnoszary i popielato-szary, zbity, bardzo twardy, bitumiczny z wkładkami dolomitów „marmurkowych”, mniej spoiстых.

Głębokość 2203,2—2207,5 m

0—70 cm łupek ilasty ciemnoszary, dość spoiсты (—HCl).

70—300 cm dolomit ciemnoszary, zbity, bardzo twardy, obfitujący miejscami w przekrystalizowane amfipyory. W spagu występują drobne kawerny.

Głębokość 2212,5—2217,1 m

0—120 cm dolomit brunatnoszary, przekrystalizowany z cienkimi wtrąceniami ciemnoszarych łupków (—HCl).

Poniżej, od głębokości 2217,1—2222,9 m, występuje seria piaskowcowo-mułowcowa dewonu dolnego.

Seria piaskowcowo-mułowcowa

Stropowa i spagowa granica tej serii w otworze Andrychów 3 wyznaczona została na podstawie bocznego sondowania elektrycznego i profilowania radioaktywnego. Strop przypada na głębokości 2215,0 m, natomiast spąg na głębokości 2387,5 m. Ciągłe rdzeniowanie do głębokości 2292,5 m umożliwia dokładne poznanie jej charakteru litologicznego. Przerwy w rdzeniowaniu od głębokości 2292,5 m do 2387,5 umożliwiają jedynie ogólne poznanie niższej części serii, co jednak pozwala na jej skorelowanie z analogiczną serią piaskowcowo-mułowcową z otworu Andrychów 2.

Opis litologiczny rdzeni (fig. 1)

Głębokość 2217,1—2222,9 m

0—80 cm piaskowiec jasnoszary od średnioziarnistego do zlepieńcowatego z domieszką żwiru kwarcowego o średnicy 0,4—1,0 cm złożonego z kwarcu szarego; spoiwo piaszczysto-ilaste z domieszką kaolinitu, rozsypliwy (—HCl) (pl. III, fig. 2).

Głębokość 2222,9—2228,9 m

0—80 cm piaskowiec gruboziarnisty, szary o spoiwie piaszczysto-ilastym z domieszką kaolinitu (—HCl) (pl. III, fig. 3).

80—90 cm łupek piaszczysty ciemnoszary z grubszymi, sporadycznymi blaszkami miki.

90—360 cm piaskowiec szarozielonawy, drobnoziarnisty, zbity, z bardzo drobną miką, o spoiwie ilastym z cienkimi wtrąceniami szarozielonego iltowca. Miejscami ślady drażenia osadu przez mułojady w postaci pionowych kanałków (—HCl).

Głębokość 2228,9—2232,8 m

0—100 cm piaskowiec drobnoziarnisty zielonawo-szary, twardy, o spoiwie ilastym, z nieregularnymi wtrąceniami łupków ciemnoszarych, lokalnie nagromadzenia miki. Częste ślady drażenia osadu przez mułojady w postaci pionowych kanał-

ków wypełnionych nieco jaśniejszym materiałem piaszczystym (struktury skolitusive) (—HCl).

100—340 cm piaskowiec jasnobrunatnawo-szary, drobnoziarnisty, twardy, o spoiwie ilastym, a miejscami krzemionkowym; lokalnie ślady mułojadów i regularne, cienkie wkładki zielonkawo-szarych łupków piaszczystych z mika (—HCl). Upad 10°.

Głębokość 2234,8—2238,8 m

0—150 cm piaskowiec jasnobrunatnawo-szary, drobnoziarnisty, miejscami przechodzący w średnioziarnisty, zbity o spoiwie ilastym; lokalnie zaburzona sedimentacja i nieregularne wtrącenia ciemnoszarych łupków piaszczystych z nagromadzeniami miki. Ślady drażenia osadu przez mułojady (—HCl).

Głębokość 2238,8—2242,3 m

0—100 cm piaskowiec brunatnawo-szary, średnioziarnisty, lokalnie z nagromadzeniami blaszek miki i cienkimi wtrąceniami zielono-szarego łupku ilastego (—HCl).

Głębokość 2242,3—2245,0 m

0—130 cm piaskowiec jasnobrunatnawo-szary, drobnoziarnisty, zbity z cienkimi wkładkami łupków zielono-szarych, oraz lokalnymi wtrąceniami łupków ciemnoszarych przepelnionych mika. Miejscami ślady mułojadów (—HCl).

Głębokość 2245,0—2248,7 m

0—170 cm piaskowiec jasnobrunatnawo-szary, drobnoziarnisty o spoiwie ilastym, z wkładkami około 3 mm grubości łupku szarego z mika; lokalnie kanałiki mułojadów powodujące miejscowe zaburzenia.

Głębokość 2248,7—2251,5 m

0—200 cm piaskowiec jasnobrunatnawo-szary, drobnoziarnisty, o spoiwie ilastym z rzadkimi wkładkami ciemnoszarych i zielonawo-szarych łupków piaszczystych z mika (—HCl). Upad 12°. Miejscami struktury skolitusive.

Głębokość 2251,5—2254,5 m

0—150 cm piaskowiec jasnobrunatnawo-szary, drobnoziarnisty, o spoiwie ilastym, z cienkimi regularnymi wkładkami ciemnoszarych łupków piaszczystych przepelnionych blaszkami miki, przeważnie jednak o warstwowaniu zaburzonym przez mułojady. W środkowej partii zaburzenia sedimentacyjne. Upad około 16°.

Głębokość 2254,5—2258,7 m

0—100 cm piaskowiec jasnobrunatnawo-szary, drobnoziarnisty, twardy, o spoiwie ilastym z grubszymi wkładkami ciemnoszarych mułowców przepelnionych mika. U dołu wkładka mułowca o grubości około 20 cm. Struktury skolitusive rzadkie, głównie w stropie (—HCl). Upad 12°.

Głębokość 2258,7—2262,2 m

0—200 cm piaskowiec jasnoszaro-brunatnawy, drobno- i średnioziarnisty o spoiwie ilastym, zbity, z rzadkimi cienkimi wkładkami ciemnoszarych łupków z mika, lokalnie cienko smugowany ciemnoszarymi łupkami przepelnionymi mika. Widoczne częste struktury skolitusive (—HCl).

Głębokość 2262,2—2265,7 m

0—150 cm piaskowiec jasnobrunatnawo-szary, drobno- i średnioziarnisty, o spoiwie ilastym, twardy; miejscami przecięty poprzecznymi żyłami białego dolomitu do 3 mm grubymi. Grubsze wkładki łupków zielono-szarych z blaszkami miki. Struktury skolitusive widoczne tylko w środkowej partii (—HCl).

Głębokość 2265,7—2269,7 m

0—150 cm piaskowiec średnioziarnisty, jasny, żółtawo-szary, „cukrowaty”, lokalnie z cienkimi soczewkami zielonawo-szarych łupków, wskazujących na zaburzone warunki sedymentacji.

Głębokość 2269,7—2273,7 m

0—50 piaskowiec jasny i żółtawo-szary, średnioziarnisty o spoiwie ilastym, „cukrowaty”, z cienkimi wkładkami zielonawo-szarych łupków piaszczystych obfitujących w blaszki miki (—HCl).

Głębokość 2278,7—2282,8 m

0—50 cm piaskowiec białawo-szary, drobnoziarnisty, kwarcowy, o spoiwie ilastym, zwięzły, miejscami „cukrowaty” z wkładką szarozielonawego łupku piaszczystego, mikowego. Lokalnie poprzeczne żyłki biało-żółtawego dolomitu.

Głębokość 2282,8—2287,0 m

0—200 cm piaskowiec białawo-szary drobnoziarnisty, „cukrowaty”, spoiisty, miejscami z cieniutkimi srebrzystymi wtrąceniami łupków z miką (—HCl). Upad około 20°

Głębokość 2287,0—2291,5 m

0—130 cm piaskowiec białawo-szary, zbity, drobnoziarnisty, „cukrowaty”. Skąpe spoiwo ilaste. Lokalnie występują soczewki o średnicy do 4 cm i cieniutkie wtrącenia zielonawo-szarego i ciemnoszarego łupku, wskazujące na powstawanie osadu w zaburzonych warunkach sedymentacyjnych. Miejscami występują drobne okrągłe wypukłości, które można by wiązać z kroplami deszczu.

Głębokość 2291,5—2295,5 m

0—100 cm piaskowiec białawo-szarawy, średnioziarnisty, zbity, „cukrowaty”, o skąpym spoiwie ilastym, z nalotami i cieniutkimi soczewkami srebrzysto-szarej, gładkiej substancji ilastej. Poprzeczna żyłka żółtawego dolomitu o grubości 2—8 mm.

Głębokość 2326,0—2329,0 m

0—50 cm piaskowiec białawo-szary, drobnoziarnisty, zbity, o spoiwie ilastym, miejscami smugowany nieregularnie łupkiem szarym, złożonym prawie wyłącznie z blaszek miki (—HCl).

Głębokość 2348,0—2349,0 m

0—50 cm piaskowiec białawo-szary, gruboziarnisty, kwarcowy.

Głębokość 2370,0—2373,0 m

0—40 cm piaskowiec białawo-szary, gruboziarnisty i zlepnicowaty, o spoiwie ilastym z zawartością kaolinitu, z domieszką grubszych, przeważnie ostrokrawędzistych ziarn i fragmentów białawego, brunatnawego kwarcu, oraz czarnych ziarn mineralnych, przypominających lityt, o średnicy 0,5—1,2 cm. Miejscami cieniutkie wtrącenia ciemnoszarego łupku z miką (pl. III, fig. 4).

Analizy petrograficzne płytek cienkich, wykonane przez W. Heflika, wykazały, że:

„zasadniczą masę piaskowcową tworzą skały średnioziarniste i słabo presortowane o spoiwie węglanowym, z zawartością kwarcu o prostym ściemnianiu światła. W przypadkach gdy wzrasta wielkość ziarn, zmienia się ich charakter optyczny i spoiwo. Kwarcze wykazują wówczas faliste ściemnianie światła, a w miejsce spoiwa węglanowego wchodzi faltà (kaolinitowe) z dużą zawartością muskowitu. Można by w związku z tym wyciągnąć wniosek, że w dalszej odległości od basenu sedyment-

tacyjnego występowały skały krystaliczne zbudowane z kwarców o prostym ściemnianiu światła (np. mogły to być granity) i transport ich był stosunkowo długi. Natomiast w bliższej odległości od zbiornika występowały skały krystaliczne o charakterze metamorficznym (np. granitoidy metamorficzne) i dostarczające dużych osobników kwarcu o falistym ściemnianiu światła, słabo obtoczonych i z dużą zawartością minerałów blaszkowatych (muskowitu). Obecność w spoiwie węgla wapnia wiązałyby z procesami chemicznymi zachodzącymi podczas sedimentacji. Natomiast obecność wkładek ilastych wytłumaczyć można by zmianami warunków sedimentacyjnych wynikających ze spłycenia lub pogłębienia basenu sedimentacyjnego, lub ze zmianami warunków klimatycznych”.

W oparciu o analizy petrograficzne oraz zaobserwowane różnicowanie litologiczne, w obrębie utworów dolnego dewonu w profilu otworu Andrychów 3 wyróżnić można trzy wyraźne odcinki, podobnie jak to ma miejsce w profilach otworów Bielsko 4 i Andrychów 2. Licząc od dołu przedstawiają się one następująco:

a) głębokość 2387,5—2330,0 m 57,5 m miąższa seria piaskowców gruboziarnistych i zlepieńcowatych z domieszką grubszego materiału w przewodzie kwarcowego o średnicy 0,5—1,2 cm,

b) głębokość 2330,0—2223,8 m 106,2 m miąższa seria piaskowców drobno- i średnioziarnistych, miejscami z wtrąceniami i wkładkami łupków i mułowców

c) głębokość 2223,8—2215,0 m 8,8 m miąższa seria piaskowców średnioziarnistych do zlepieńcowatych z domieszką grubszego żwiru kwarcowego o średnicy 0,4—1,0 cm i znacznie większymi wkładkami łupków piaszczystych lub mułowców.

W odniesieniu do utworów dolnodewońskich z profilu wiercenia Andrychów 2, zauważa się duże analogie miąższociowe między poziomem dolnym i środkowym. Bardzo wyraźne różnice w miąższoci występują natomiast tylko w poziomie górnym (tab. 1). Różnica w miąższoci poziomu środkowego w otworach Andrychów 3 i Andrychów 2 wynosi zaledwie 1,5 m przy oddaleniu tych otworów od siebie o 7,3 km. Jasne, drobno- i średnioziarniste piaskowce „cukrowate”, charakterystyczne dla tego poziomu w wierceniu Andrychów 2 i Bielsko 4, są w wierceniu Andrychów 3 w górnej części tego poziomu (tab. 1) zastąpione przez serię niewątpliwie morskich, piaskowców typu skolitusowego. Pod mikroskopem, zdaniem W. Heflika, piaskowce typu skolitusowego nie odróżniają się od normalnych piaskowców „cukrowatych” występujących w poziomie środkowym serii dolnodewońskiej w profilach wierzeń Bielsko 4, Andrychów 2 i Andrychów 3.

Na podstawie jednolitego charakteru serii dolnodewońskiej w profilach wierzeń Bielsko 4 i Andrychów 2, a zwłaszcza stwierdzenia obecności na głębokości 2302,7—2303,1 m w otworze Andrychów 2 bogatej flory psylofitowej (Konior 1965a) można było sądzić, że całość utworów dolnodewońskich omawianego obszaru ma charakter limniczny. Stwierdzenie w profilu wiercenia Andrychów 3 piaskowców typu skolitusowego

Tabela (Chart) 1

Miąszości wyróżnionych poziomów dewonu dolnego w dotychczasowych wierceniach obszaru Bielsko-Andrychów
 Thicknesses of Lower Devonian horizons so far differentiated in boreholes in the Bielsko-Andrychów region

Nazwa otworu	Głębokość nawiercenia w m	Miąszość w m	Poziom górny		Poziom środkowy		Poziom dolny	
			Głębokość nawiercenia w m	Miąszość w m	Głębokość nawiercenia w m	Miąszość w m	Głębokość nawiercenia w m	Miąszość w m
Bielsko 4	1847,8—1940,0	92,2 (całkowita)	1847,8—1868,0	20,2	1868,0—1907,0	39,0	1907,0—1940,0	33,0
Kęty 3	1460,9—1494,1	34,1	1460,0—1485,2	25,2	1485,2	—	—	—
Andrychów 3	2215,0—2387,5	172,5 (całkowita)	2215,0—2223,8	8,8	2223,0—2330,0 w tym piaskowce skolitowe 2223,8—2265,0	106,2 w tym piaskowce skolitowe 41,2	2330,0—2387,5	57,5
Andrychów 2	2269,0—2464,2	195,2	2269,0—2303,1	34,1	2303,1—2410,8	107,7	2410,8—2464,2	53,4

wskazuje, że limniczne na ogół utwory dolnodewońskie tego obszaru zawierają miejscami wkładki niewątpliwie morskich osadów, i to nawet o miąższości 41,2 m. Fakt ten ma swoją wymowę paleogeograficzną.

Analizując serię piaskowcowo-mułowcową z wiercenia Andrychów 3 z punktu widzenia właściwości optycznych kwarcu, można wyróżnić następujące odcinki:

głębokość 2215,0—2223,8 m (8,8 m)	— kwarc o falistym ściemnianiu światła,
2223,8—2330,0 m (106,2 m)	— kwarc o prostym ściemnianiu światła,
2330,0—2348,5 m (18,5 m)	— kwarc o prostym i falistym ściemnianiu światła,
2348,5—2387,5 m (39,0 m)	— kwarc o falistym ściemnianiu światła.

Na podstawie powyższego można przypuszczać, że podczas powstawania najniższych 39,0 m osadów klastyczny materiał pochodził z utworów metamorficznych. Powyżej, na przestrzeni 18,5 m, zaznacza się wzrastająca domieszka materiału ze skał krystalicznych typu granitów, dostarczających kwarców o prostym ściemnianiu światła. Nad wymienioną strefą występuje 106,2-metrowej miąższości seria z kwarcami o prostym ściemnianiu, pochodzącymi wyłącznie z granitów. Stropowa część utworów dolnodewońskich o miąższości 8,8 m zawiera kwarcie wyłącznie o falistym ściemnianiu światła, a więc pochodzące ze skał metamorficznych. Panujące pod tym względem stosunki w obrębie profilu z otworu Andrychów 3 różnią się od stwierdzonych w profilu otworu Andrychów 2.

Ogólnie biorąc, granice stref różnych własności optycznych kwarcu pokrywają się z granicami wydzielonych poziomów litologicznych. Niemniej jednak w obu porównywanych otworach występują pewne uproszczenia, względnie komplikacje. Najlepiej są one widoczne na zestawieniu (tab. 2).

Z zestawienia powyższego wynikają także pewne wskazówki orientacyjne w odniesieniu do budowy obszarów alimentacyjnych, oraz przebiegu samej sedymentacji. Wydatną przewagę w materiale piaskowców dolnodewońskich w otworze Andrychów 3, a szczególnie w otworze Andrychów 2 mają kwarcie o prostym ściemnianiu światła. W pierwszym z tych otworów obejmują one 61,6% całkowitej miąższości, a w drugim nawet 82,6% miąższości całego przewierconego kompleksu utworów dolnodewońskich. Kwarcie o wyłącznie falistym ściemnianiu światła zajmują w otworze Andrychów 3 27,7% miąższości, natomiast w otworze Andrychów 2 tylko 16,3%. Najmniejszą rolę odgrywają kwarcie mieszane, o prostym i falistym ściemnianiu światła. Zajmują one 10,7% w wierceniu Andrychów 3 i zaledwie 1,1% całkowitej miąższości w wierceniu Andrychów 2.

Tabela (Chart) 2

Porównawcze zestawienie własności optycznych kwarcu w serii dolnodewońskiej z profili otworów Andrychów 2 i Andrychów 3

Correlation of the optical properties of quartz in the Lower Devonian series from profiles Andrychów 2 and Andrychów 3

	Głębokość występowania stref różnych własności optycznych kwarcu w <i>m</i>	Miąższość w <i>m</i>	Rodzaj ściemniania światła	Głębokość występowania wydzielonych poziomów litologicznych w <i>m</i>	Miąższość w <i>m</i>
Andrychów 2	2269,0—2300,8	31,8	faliste	2269,0—2303,1	34,1
	2300,8—2303,1	2,3	proste i faliste		
	2303,1—2464,2	161,1	proste	2303,1—2410,8 2410,8—2464,2	107,7 53,4
Andrychów 3	2215,0—2223,8	8,8	faliste	2215,0—2223,8	8,8
	2223,8—2330,0	106,2	proste	2223,8—2330,0	106,2
	2330,0—2348,5 2348,5—2387,5	18,5 39,0	proste i faliste faliste	2330,0—2387,5	57,5

Na podstawie przedstawionych danych wnioskować można, że głównym dostarczycielem materiału podczas powstawania osadów dewonu dolnego były najprawdopodobniej granity z żyłami pegmatytów. Udział skał metamorficznych był w tym rejonie znacznie skromniejszy. Równoczesne zaś doprowadzanie materiału z granitów i skał metamorficznych, osiągające w wierceniu Andrychów 3 10,7%, ograniczone było do 1,1% w otworze Andrychów 2.

WARUNKI SEDYMENTACYJNE W BASENIE DOLNODEWOŃSKIM OBSZARU BIELSKO-ANDRYCHÓW

Istotnymi elementami rzucającymi światło na panujące warunki sedymentacyjne są: grubość ziarna piaskowców i ogólna jakość i rodzaj spoiwa.

Grubość ziarna

Analiza grubości ziarna w osadach dolnodewońskich omawianego obszaru umożliwia wyraźny podział tej serii na trzy części. Część górna i dolna posiada we wszystkich wierceniach charakter gruboklastyczny,

a ziarna są nieprzesortowane i często ostrokrawędziste. Lokalnie jednak występują frakcje drobniejsze i uporządkowane. Część środkową natomiast, najbardziej miąższą, znamionuje we wszystkich wierceniach ziarno drobne, zwykle dobrze obtoczone i wysortowane. Zarówno w części górnej jak i dolnej zwraca uwagę lokalna domieszka dużych otoczków, względnie słabo obrobionych fragmentów kwarcu i świeżych skaleni o średnicy osiągającej nawet 2,7 cm. Kwarcy są przejrzyste lub białawe, szare, różowawe, czerwone, brunatnawe a nawet ciemnoszare. Pochodzą one zarówno z granitów i żył pegmatytowych, jak i ze skał metamorficznych. Obecność tego grubego materiału, wyraźnie kontrastującego z osadami o znacznie drobniejszym, ale nie przesortowanym ziarnie, świadczy o burzliwych nie unormowanych warunkach sedymentacyjnych. Jedynie środkowy poziom, bez względu na to, czy reprezentuje w całości utwór limniczny jak w otworze Andrychów 2, czy też częściowo nawet morski, jak w górnym odcinku części środkowej z wiercenia Andrychów 3, charakteryzuje unormowany dopływ drobnego materiału, jednak z wszystkimi cechami płytkiego zbiornika o płaskich brzegach. W obrębie facji piaskowców typu skolitusowego w otworze Andrychów 3 zaobserwowano, poza pewnymi deformacjami związanymi z działalnością mulojadów, liczne struktury sedymentacyjne, charakteryzujące zachowanie się w niektórych miejscach świeżo złożonego luźnego osadu (pl. V, fig. 1—4 i pl. VI, fig. 1—5).

Jakość i rodzaj spoiwa

Ilość i charakter spoiwa określa warunki panujące w obrębie obszarów otaczających basen sedymentacyjny utworów dolnego dewonu.

Spoiwo piaskowców dolnodewońskich omawianego obszaru występuje w różnych ilościach. Ogólnie biorąc posiada ono charakter ilasty. Zarówno w górnej jak i w dolnej, gruboklastycznej części występuje w spoiwie miejscami duża domieszka kaolinitu. W otworze Andrychów 3 pojawia się ona w większej ilości tylko w górnym poziomie, podczas gdy w dolnym zauważa się ją tylko w pobliżu spągu na głębokości 2370,0 m. W otworze Andrychów 2 większą ilość kaolinitu obserwuje się w poziomie górnym, niemniej jednak występuje on również i w poziomie środkowym aż do głębokości 2386,0 m, czyli łącznie w 117,0 m. Niższa część poziomu środkowego i górna część dolnego w tym otworze o łącznej miąższości 58,5 m (głębokość 2386,0—2444,5 m) nie zawiera żadnej domieszki kaolinitu w spoiwie. Pojawia się on dopiero, i tylko miejscami, w najniższej części dolnego poziomu profilu wiercenia Andrychów 2 w interwale 2444,5—2464,2 m (19,7 m). Zupełnie wyjątkowo i w miąższościach ograniczonych od kilku do kilkudziesięciu centymetrów zauważyć można w obrębie dolnego poziomu omawianej serii spoiwo krzemionkowe.

Wszystkie dotychczasowe dane przemawiają za tym, że klastyczny materiał dolnodewońskiej serii piaskowcowo-mułowcowej omawianego obszaru dostarczony był z południa i południowego wschodu. Tam występowały granitowe trzony i utwory metamorficzne Prakarpat, o których wspominało już wcześniej (Nowak 1927; Książkiewicz 1931, Konior 1938). Inny kierunek transportu materiału jest wykluczony choćby z tego względu, że na północ od omawianego obszaru na utworach metamorficznych leżą osady sylurskie stwierdzone przez S. Siedleckiego (1961) oraz H. Roszka i S. Siedleckiego (1962). Granica południowego zasięgu syluru przebiega przypuszczalnie prawie równoleżnikowo (Konior 1966), między wierceniem Dąbie (Różycki 1953) a wierceniem Rzeszotary 2 (Burtan 1962). W chwili obecnej brak podstaw do wyjaśnienia wzajemnego stosunku granitów do skał metamorficznych. Powstanie tych ostatnich, jak na to wskazują badania J. Boruckiego i M. Sałdana (1965), wiąże się z fałdowaniami sandomierskimi, zapoczątkowującymi wielką orogenezę kaledońską. W tym czasie mogły mieć miejsce również intruzje granitowo-gabrowe.

Z faktów stwierdzonych w utworach dewonu dolnego z profilów wierceń Andrychów 3 i Andrychów 2 wynika, że na niewielkim obszarze zbiornika sedymentacyjnego podczas powstawania dolnego poziomu osadzany był w tym samym okresie dalej na południu (wiercenie Andrychów 2) materiał kwarcowy pochodzący z granitów, podczas gdy bardziej ku NW dostarczany był początkowo czysty materiał z utworów metamorficznych, później zaś zmieszany z materiałem pochodzącym z granitów. Wskazywać to może na stosunkowo niewielkie obszary zajmowane przez dane typy skał. W poziomie środkowym rozszerza się rejon sedymentacji materiału granitowego, opanowując większe obszary. Na podstawie drobnego ziarna i przesortowania materiału sądzić można, że, jak to przypuszcza również W. Heflik, materiał ten pochodził z większej odległości. Jeśli jednak omawiany obszar zbudowany był wyłącznie ze skał metamorficznych, dlaczego brak pochodzącego z nich kwarcu w całym jednolitym poziomie środkowym w obu wierceniach? Górny, gruboklastyczny poziom we wszystkich wierceniach omawianego obszaru zawiera materiał pochodzący ze skał metamorficznych. Tak więc dopiero po zniszczeniu przez erozję masywu granitowego odsłonięte zostały na większym obszarze skały metamorficzne. Rozmieszczenie i wzajemne stosunki jednych do drugich typów skał muszą więc być na obszarze Prakarpat znacznie bardziej złożone, niż można to sobie wyobrazić. Małym przykładem może być rejon wiercenia Andrychów 3, w którym bezpośrednio pod dewonem dolnym występują głębiny skały magmowe typu gabra. Ponieważ usytuowane ono było w obrębie wydawniejszej, ale stosunkowo niewielkiej dodatkowo anomalii grawimetrycznej i magnetycznej o ogólnym kierunku NW-SE, sądzić można, że właśnie ta anomalia wskazuje na niewielką intruzję skał głębinowych w obrębie utworów metamorficznych.

UWAGI O STRATYGRAFII UTWORÓW WĘGLANOWYCH
GÓRNO- I ŚRODKOWODEWOŃSKICH NA OBSZARZE CIESZYN-ANDRYCHÓW

Do chwili obecnej w rejonie tym wszystkie piętra dewonu górnego i środkowego stwierdzone zostały tylko w trzech wierceniach, a mianowicie: Puńców 1, Andrychów 3 i Andrychów 2. W wiercieniu Puńców 1 stratygrafię utworów dewońskich na podstawie znalezionej makrofauny opracował J. Samsonowicz (Konior & Tokarski 1959) wydzielając famen, fran, żywet i eifel. Ze względu na większe przerwy w rdzeniowaniu, granice wydzielonych przez J. Samsonowicza pięter w tym otworze zostały skorygowane i ostatecznie ustalone na podstawie profilowania elektrycznego (Konior & Tokarski 1959). W ten sposób uzyskane zostały podstawy dla przeprowadzenia podziału stratygraficznego węglanowych utworów dewońskich w otworach Andrychów 3 i Andrychów 2. Próba takiego podziału ujęta jest na tabeli 3. Należy jednak podkreślić, że zestawienie to w odniesieniu do granic stratygraficznych między poszczególnymi piętrami dewonu górnego i środkowego ma jeszcze charakter tymczasowy. Prawdopodobnie szczegółowe badania mikropaleontologiczne i paleontologiczne wprowadzą w nim pewne poprawki, zwłaszcza w części wyższej.

W podanym zestawieniu dają się zauważyć wyraźne różnice w ogólnej miąższości jak i w miąższościach poszczególnych pięter dewonu górnego i środkowego. Największą, stwierdzoną wierczeniami omawianego rejonu, miąższość posiada seria węglanowa w profilu wiercienia Puńców 1 (697,0 m). Nieco mniejszą miąższość tych utworów napotkano w profilu otworu Andrychów 2 (647,0 m), najmniejszą zaś, osiagającą zaledwie 546,0 m, w profilu otworu Andrychów 3. Różnice tych miąższości wynoszą na przetrzeni 48,5 km, dzielącej w prostej linii wiercienia Puńców 1 i Andrychów 3 — 151,0 m, zmniejszając się w oddalonym o 52,0 km otworze Andrychów 2 do 50,0 m. Przyczyn tych zmian miąższości dewonu górnego i środkowego nie należy dopatrywać się wyłącznie w warunkach sedymentacyjnych, mają tu również swoje znaczenie przesłanki tektoniczne (Konior & Kwiatkowski 1965). Tylko tektonika bowiem może wytłumaczyć różnice w ogólnej miąższości dewonu górnego i środkowego, osiagające 101,0 m przy odległości 7,3 km dzielącej od siebie wiercienia Andrychów 3 i Andrychów 2.

Przy omawianiu wierceń Andrychów 2 i Andrychów 3 zwrócono uwagę na występowanie w spągu dolomitów eiflu wtrąceń i wkładek łupków i mułowców, oraz jaśniejszych dolomitów „marmunkowych” zwykle mniej skonsolidowanych. Tworzą one jakby warstwy przejściowe między niższymi, klastycznymi utworami dewonu dolnego a wyższą serią węglanową dewonu środkowego i górnego. Miąższość tych warstw przejścio-

wych wynosi w otworze Andrychów 3 11,8 m, natomiast w otworze Andrychów 2, oddalonym o 7,3 km ku SE od tego ostatniego — 9,9 m. Jednocześnie miąższość limnicznego górnego poziomu serii dolnodewońskiej w wierceniu Andrychów 3 wynosi zaledwie 8,8 m, podczas gdy w otworze Andrychów 2 osiąga 34,1 m. Jeśli weźmie się równocześnie pod uwagę występowanie w profilu wiercenia Andrychów 3 piaskowców typu skolitowsowego, oraz zupełny ich brak w profilu otworu Andrychów 2, dochodzi się do wniosku, że rejon sedymentacyjny, w którym powstawały utwory dolnodewońskie, położony był w pobliżu morza (Konior 1965a). Wpływ tego morza zaznaczył się na omawianym obszarze przez lokalny, czasowy zalew już podczas powstawania górnej części środkowego poziomu utworów dolnodewońskich z wiercenia Andrychów 3. Podczas tego pierwszego zalewu obszaru sedymentacji dolnodewońskiej powstała okresowo zatoka morska otwarta ku NW, której południowa granica przypadać mogła około 2 km w kierunku NW od wiercenia Andrychów 2. Drugi zalew morza, już na wielką skalę i długotrwały, rozwijający się stopniowo z kierunku N i NW, zaznaczył się wyraźnie warstwami przejściowymi między niższą dolnodewońską serią piaskowcowo-mułowcową a wyższymi dolomitami środkowodewońskimi. Część tych warstw została stwierdzona w otworze Andrychów 2 na głębokości 2258,5—2263,9 m.

Warstwy przejściowe charakteryzuje pojawienie się, a następnie zwiększenie ku dołowi ilości i miąższości wkładek ciemnoszarych łupków i mułowców wśród dolomitów typowych dla piętra eifelskiego. Wkłádki tego drobnoklastycznego materiału, których górna granica przypada na głębokości 2259,1 m, wskazują na schyłek niewątpliwie limnicznej sedymentacji klastycznej dewonu dolnego a początek morskiej, ale płytkowodnej sedymentacji węglanowej, właściwej dla nadległej serii dewonu środkowego i górnego. Również i dolomity w strefie przejściowej są często mniej zbite i przybierają jaśniejszy, popielatawy, czasem „marmurkowy” odcień. Na podstawie wykresów profilowania elektrycznego i radioaktywnego granicę między dewonem dolnym piaskowcowo-mułowcowym a warstwami przejściowymi, które już zaliczam do eiflu, przyjąć należy w otworze Andrychów 2 na głębokości 2269,0 m. W tym ujęciu miąższość warstw przejściowych eiflu zmniejszyła się w stosunku do podanej wcześniej na podstawie rdzeni (Konior 1965a) do 9,9 m.

Warstwy przejściowe napotkano również w otworze Andrychów 3 na głębokości 2203,2—2207,5 m i 2212,5—2217,1 m. Spąg tych warstw określa stropowa granica serii piaskowcowo-mułowcowej na głębokości 2215,0 m. Stwierdzenie warstw przejściowych, wiążących na omawianym obszarze dewon dolny z utworami nadległymi, wskazywać może na ciągłość sedymentacyjną pomimo zasadniczej różnicy charakteru osadów. Rzutuje to również na wiek serii dolnodewońskiej.

Tabela (Chart) 3

Zestawienie otworów i stwierdzonych w nich ogniów paleozoicznego podłoża w rejonie Bielsko-Andrychów
 Correlation of boreholes in the region of Bielsko-Andrychów and of the observed there Paleozoic members of the substratum

Stratygrafia	Otwór Puńców 1		Otwór Bielsko 4		Otwór Kęty 3		Otwór Andrychów 3		Otwór Andrychów 2	
	Głębokość występowania w m	Miąszość w m	Głębokość występowania w m	Miąszość w m	Głębokość występowania w m	Miąszość w m	Głębokość występowania w m	Miąszość w m	Głębokość występowania w m	Miąszość w m
Warstwy brzeżne	645,0—1455,0	810,0	—	—	—	—	1287,0—1614,0	327,0	—	—
Wizen	1455,0—1512,0	57,0	—	—	—	—	1614,0—1669,0	55,0	1599,0—1622,0	23,0
Famen	1512,0—1700,0	188,0	—	—	—	—	1669,0—1743,0	74,0	1622,0—1782,5	160,5
Fran	1700,0—1827,0	127,0	—	—	—	—	1743,0—1858,0	115,0	1782,5—1909,0	126,5
Żywet	1827,0—2022,7	195,7	—	—	—	—	1858,0—2020,0	162,0	1909,0—2074,0	165,0
Eifel	2022,7—2209,0	186,3	1721,0—1847,8	126,8	1385,0—1460,0	75,0	2020,0—2215,0	195,0	2074,0—2269,0	195,0
Dewon dolny (ems)	2209,0—2217,0	8,0	1847,8—1940,0	92,2	1460,0—1494,1	34,1	2215,0—2387,5	172,5	2269,0—2464,2	195,2
Podłoże metamorficzne lub krystaliczne	2217,0—2326,4	109,4	1970,0—2006,1	36,1	—	—	2387,5—2453,1	65,6	—	—

UWAGI O WYKSZTAŁCENIU I WIEKU UTWORÓW DEWONU DOLNEGO OBSZARU CIESZYN-ANDRYCHÓW

Na podstawie wyników wierceń Bielsko 4 i Andrychów 2, w których napotkano dewon dolny (Konior 1965a), przypuszczać można było, że posiada on charakter utworów limnicznych, śródlądowych, na co wskazywały wyraźnie napotkane psylofity. Nawiercenie w otworze Andrychów 3 piaskowców typu skolitusowego, o miąższości 41,2 m, pozwala przyjąć, że w rejonie tego wiercenia istniał zbiornik morski w okresie sedymentacji górnego poziomu środkowej części dewonu dolnego. Jak wskazują wyniki wiercenia Bielsko 4, które przebiło całą serię dolnodewońską, oraz wiercenia Andrychów 2, które zatrzymane zostało około 5 m nad jej spągiem, na omawianym obszarze rozciągała się przejściowo zatoka morska, której szerokość musiała być mniejsza od odcinka 21 km dzielącego w prostej linii oba te otwory. W zatoce tej powstawały piaskowce typu skolitusowego. Te okresowe wdarcie się morza od N i NW pozostawało w związku z ogólnym przebiegiem rozwijającej się od zigeny i opanowującej coraz większe obszary transgresji morskiej (Pajchłowa 1959, Konior 1966). Nakreślona podczas ruchów takońskich (Konior 1966) budowa geologiczna obszaru, jego morfologiczne ukształtowanie, istnienie płytkiego, śródlądowego zbiornika wodnego (Konior 1965a), a wreszcie niewielka w zigenie (Pajchłowa 1959) odległość od morza stworzyły sprzyjające warunki dla czasowego, lokalnego istnienia takiej zatoki.

Rozważając całość poznanych do tej pory wierceniami utworów dewonu dolnego na omawianym obszarze, należy mieć na uwadze z jednej strony ich limniczny charakter określony przez znalezione psylofity (Konior 1965a), z drugiej zaś niewątpliwie morski charakter piaskowców typu skolitusowego. Z powyższego wynika, że w rejonie Bielsko-Andrychów istnieje mieszany, lądowo-morski charakter osadów, który według J. Czarnockiego (1957) charakteryzuje także region łysogórski w emsie górnym.

Dolny dewon rejonu Bielsko-Andrychów przypominać może z jednej strony piaskowce ciosowe emsu górnego facji łysogórskiej (Czarnocki 1937), z drugiej zaś tak zwane piaskowce plakodermowe facji kieleckiej zaliczone przez J. Czarnockiego (1937) również do emsu.

Stwierdzenie pewnych analogii między dewonem dolnym Gór Świętokrzyskich a rejonem Bielsko-Andrychów posiada charakter bardzo ogólny. W zestawieniu z wnikliwymi rozważaniami J. Czarnockiego (1937, 1957) przedstawiałyby się one następująco:

a) Dotychczasowe wyniki z wierceń w rejonie Bielsko-Andrychów wskazują, że osady dewonu dolnego leżą niezgodnie na utworach starszych, reprezentowanych przez skały metamorficzne lub krystaliczne. Podobny fakt niezgodnego ułożenia dolnodewońskich osadów w facji kie-

leckiej „na starszych osadach, bardzo często wprost na utworach kambru dolnego” stwierdził już J. Czarnocki (1937, s. 146; 1957, s. 22).

b) Miąższość utworów dewonu dolnego w rejonie Bielsko-Andrychów jest dość zmienna, co stanowi cechę wspólną z dewonem dolnym facji kieleckiej (Czarnocki 1937, s. 149; 1957, s. 22).

c) Wykształcenie litologiczne, a szczególnie piaszczysty charakter warstw dolnodewońskich w rejonie Bielsko-Andrychów wykazuje cechy wspólne z utworami tego samego wieku zarówno w facji kieleckiej, jak i łysogórskiej (Czarnocki 1937, 1957).

Przy ściślejszej obserwacji zaznaczają się jednak różnice, które mogły być spowodowane pewną odmiennością w warunkach powstawania. Tak więc piaskowce plakodermowe, oraz piaskowce gruboławicowe facji kieleckiej zawierają szczątki ryb, których zupełnie nie spotyka się w piaskowcach dewonu dolnego omawianego rejonu. Natomiast w spągowej wkładce mułowcowej górnej części dolnodewońskiej serii rejonu Bielsko-Andrychów stwierdzono w otworze Andrychów 2 florę psylofitową. Tego rodzaju florę wymienia J. Czarnocki (1957, s. 20) z warstw barczańskich facji łysogórskiej. Z facją tą w Górach Świętokrzyskich związane jest również występowanie niewątpliwie morskich piaskowców typu skolitusowego. W obrębie omawianego obszaru zostały one napotkane również w wierceniu Andrychów 3 na głębokości 2223,8—2265,0 m.

W wyniku powyższych rozważań i w świetle dotychczasowych danych stwierdzić można, że dewon dolny omawianego obszaru wykazuje zarówno cechy geoantyklinalnej facji kieleckiej, jak i geosynklinalnej facji łysogórskiej. W przewadze jednak występują cechy geoantyklinalnego regionu kieleckiego.

Istniejący tu wpływ typu „łysogórskiego”, ograniczony do warstw piaskowców typu skolitusowego, spowodowany został nieco odmienną w szczegółach historią geologiczną odcinka Prakarpāt, w którego obrębie powstał dewon dolny omawianego obszaru.

Bliższe określenie wieku serii dolnodewońskiej z rejonu Bielsko-Andrychów może się opierać — wobec braku dokumentów paleontologicznych — jedynie na zaobserwowanych analogiach jej wykształcenia z klasycznymi utworami dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich (Czarnocki 1937, 1957). Przyjąć można, że seria piaskowcowo-mułowcowa obszaru Bielsko-Andrychów reprezentuje górną część dewonu dolnego czyli ems.

PRAWDOPODOBNY ZASIĘG DEWONU DOLNEGO

Z uwagi na ewentualność dalszego wiertniczego rozpoznania dolnodewońskiej serii piaskowcowo-mułowcowej, ważną jest sprawa przypuszczalnego zasięgu i rozprzestrzenienia tej serii.

Dotychczas stwierdzone występowanie dewonu dolnego ograniczone

jest do obszaru Bielsko-Andrychów, ewentualnie Cieszyn-Andrychów. W kierunku wschodnim od tego obszaru brak jakichkolwiek danych wiertniczych. Spodziewać się jednak należy występowania serii dolnodo-
wońskiej i dalej ku wschodowi, przy czym granicę rozprzestrzenienia określa w przybliżeniu wiercenie Rzeszotary 2 (Burtan 1962), w którym bezpośrednio pod utworami jurajskimi nawiercono na głębokości 845,7 m utwory metamorficzne (Burtan 1962, Pelczar & Wieser 1962).

W ten sposób ostatecznie stwierdzono, że wyróżniona przez J. Nowaka (1927) tzw. antyklina rzeszotarska, dla której badacz ten przyjmował kierunek NW-SE, pozbawiona jest nie tylko nadkładu morskiego karbonu dolnego, lecz również dewonu. Oba te ogniwa występować powinny jednak po południowo-zachodniej stronie tego elementu. Występowanie węglanowe dewonu i karbonu dolnego w obrębie podłoża — na podstawie otoczków prakarpackich w nasuniętych utworach fliszowych — przyjmowali już M. Książkiewicz (1931) w Karpatach Wadowickich, a K. Konior (1938) w obszarze Skoczów-Andrychów. Wykonane w ostatnich latach głębokie wiercenia nie tylko potwierdziły ten pogląd, ale uzupełniły go dzięki odkryciu utworów dolnodo-
wońskich, stanowiących najniższe serie osadowe nieprzeobrażonego podłoża tego obszaru (Konior 1964b, 1965b).

Przyjmowany przez J. Nowaka (1927) kierunek „sudecki” antykliny rzeszotarskiej potwierdził pośrednio na obszarze Karpat Wadowickich M. Książkiewicz (1931). Na podstawie głębokich wierceń kierunek ten stwierdzają również dla „horstowego wypiętrzenia” Rzeszotar J. Stemulak i E. Jawor (1963). Przyjąć więc można, że wschodnia granica zasięgu utworów dewonu dolnego przebiegać będzie od południowo-zachodniej strony antyklinalnego wypiętrzenia Rzeszotar. Sądząc po wynikach wiercenia Chorowice, w którym bezpośrednio pod jurą na głębokości 533 m stwierdzono utwory dolnego karbonu, i wiercenia Samborek, w którym również pod jurą od głębokości 238 do 290 m przewiercono warstwy brzeżne, a później karbon dolny (Kuźniar & Żelechowski 1927), oraz w nawiązaniu do wiercenia Rzeszotary 2 przypuszczać można, iż dewon dolny, wyklinowujący się od zachodu w kierunku wschodnim, będzie miał mniejsze rozprzestrzenienie niż nadległa seria węglanowa środkowo- i górnodo-
wońska. Podczas gdy wschodniej granicy zasięgu tej ostatniej można oczekiwać niedaleko na zachód od wiercenia Rzeszotary 2, to granica zanikającego klina dewonu dolnego może przebiegać dopiero w odległości około 3 km na zachód od wiercenia Chorowice. Granica ta w swym przebiegu ku SW będzie prawdopodobnie przecinać ukośnie kolejno coraz starsze, wyłącznie już morskie piętra dewonu górnego i środkowego. W ten sposób do bezpośredniego kontaktu z mioceniśko-fliszowym nadkładem dewon dolny dochodzić mógłby ewentualnie dopiero od rejonu Stryszowa ku zachodowi. Po przecięciu się granicy południowego zasięgu dewonu dolnego z granicą południowego zasięgu węglanowej serii środkowo- i górnodo-

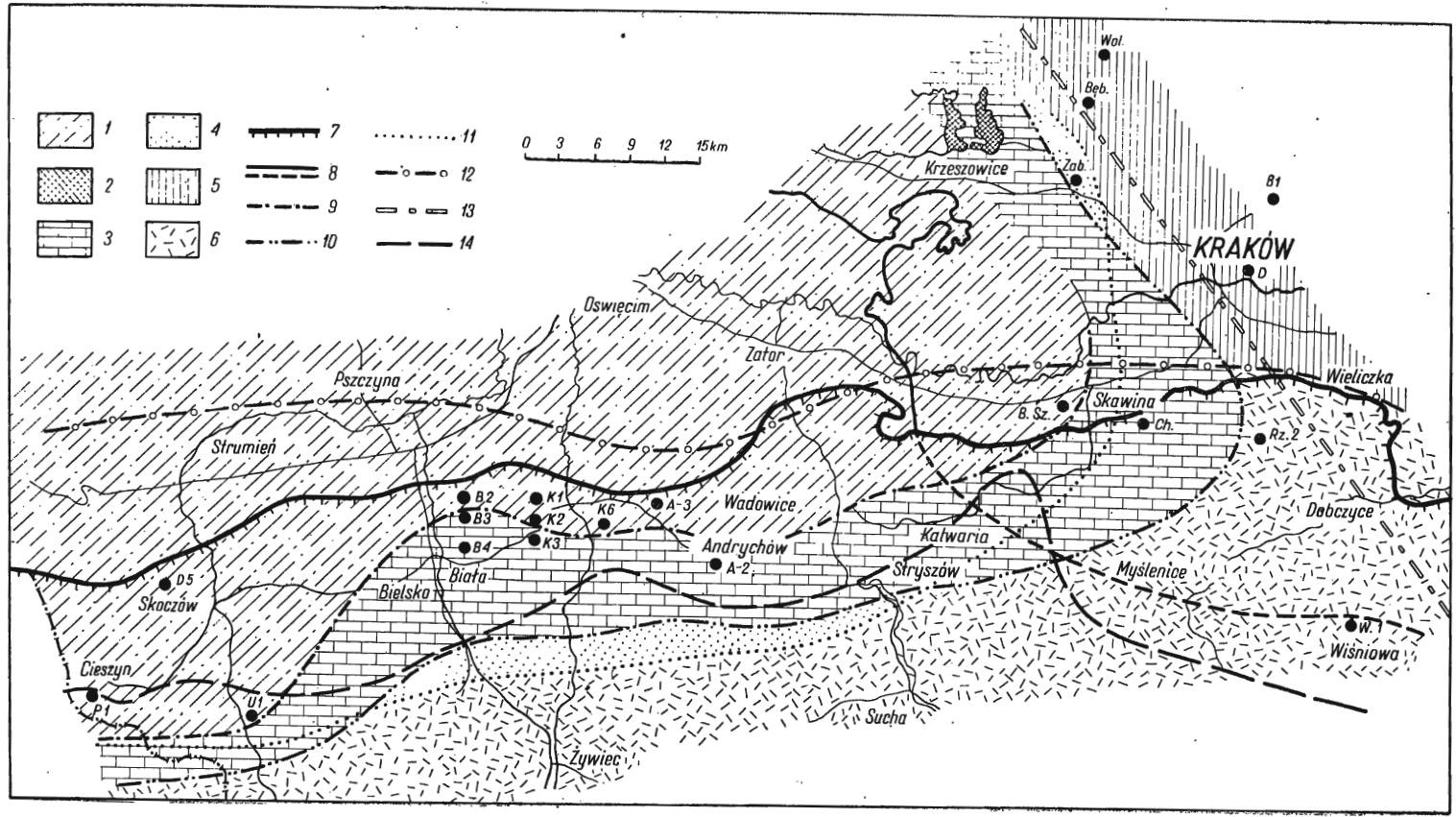


Fig. 2

dewońskiej w pobliżu wspomnianej miejscowości, wystąpi prawdopodobnie około 48 km długości strefa, w obrębie której zasięg dewonu dolnego jest większy od zasięgu młodszej, dewońskiej serii węglanowej, dochodzącej do bezpośredniego kontaktu z mioceno-fliszowym lub wyłącznie fliszowym nadkładem. Strefa ta rozszerza się stopniowo do maksymalnej szerokości około 3 km, a później również stopniowo zęża, aż do ponownego przecięcia się obydwu granic zasięgu, przypuszczalnie w okolicy 7,5 km na zachód od Buczkowic. Od tego miejsca zasięg serii węglanowej jest znowu większy niż utworów dolnodewońskich. W tym ujęciu granica południowego zasięgu serii węglanowej przebiegałaby przez Mucharz, Leskowiec (szczyt), na S od Targanicy, Międzybrodzie Żywieckie, Wilkowice, Klimczok, Bukową (miejscowość), Bukową (szczyt), a już poza granicami Polski przez Nydek i Odrzychowice. Natomiast południowa granica dewonu dolnego biegłaby przez Tarnawę Górną, Przykre, Kocierz, Tresnę, Meszną, a po przecięciu z granicą serii węglanowej przez Krzywonię, Orłowo, na N od Czantorii Wielkiej, a następnie na Dolną Lisznę w kierunku Trzyńca.

Fig. 2

Przybliżony przebieg ważniejszych granic w obrębie podłoża brzeżnej części Karpat rejonu Cieszyn-Kraków

1 karbon produktywny, 2 węglanowa seria dolnokarbońsko-dewońska odsłonięta na powierzchni, 3 seria dolnokarbońsko-dewońska pod przykryciem utworów mezo- i kenozoicznych, 4 seria płaskowcowo-mułowcowa dolnego dewonu pod przykryciem młodszych utworów paleozoicznych, względnie mezozoicznych i kenozoicznych, 5 warstwy syluru pod przykryciem utworów mezo- i kenozoicznych, 6 utwory metamorficzne pod przykryciem warstw mezo- i kenozoicznych, 7 brzeg nasuniętych utworów fliszowych, 8 rzeczywisty i przypuszczalny zasięg utworów jurajskich, 9 przybliżona granica karbonu produktywnego z utworami karbonu dolnego i wapienno-dolomityczną serią górnego i środkowego dewonu, 10 przybliżona granica dewonu środkowego z serią płaskowcowo-mułowcową dewonu dolnego, 11 przypuszczalna granica dolnego dewonu z utworami metamorficznymi i krystalicznymi, 12 przypuszczalna granica południowa zasięgu utworów sylurskich, 13 antyklinalne wypiętrzenie Myszków-Kraków-Rzeszotary-Tymbark, 14 przybliżona południowa granica zasięgu miocenu autochtonicznego

Approximate course of the more important boundaries in the substratum of the marginal part of the Carpathians in the Cieszyn-Kraków region

1 productive Carboniferous, 2 Lower Carboniferous carbonate series outcropping on the surface, 3 Lower Carboniferous — Devonian series under a cover of Mesozoic and Cenozoic deposits, 4 Lower Devonian sandstone-siltstone series under a cover of younger Paleozoic, or Mesozoic and Cenozoic deposits, 5 Silurian deposits under a cover of Mesozoic and Cenozoic beds, 6 metamorphic rocks under a cover of Mesozoic and Cenozoic beds, 7 marginal area of overthrust Flysch deposits, 8 observed and supposed range of Jurassic deposits, 9 approximate boundary of the productive Carboniferous beds with the Lower Carboniferous deposits and the limestone-dolomite series of the Upper and Middle Devonian, 10 approximate boundary of the Middle Devonian with the sandstone-siltstone series of the Lower Devonian, 11 approximate boundary of the Lower Devonian with metamorphic and crystalline rocks, 12 approximate southern boundary of the range of Silurian deposits, 13 anticlinal uplift Myszków-Kraków-Rzeszotary-Tymbark, 14 approximate southern boundary of the range of the autochthonous Miocene

Podane granice południowych zasięgów górno- i środkowodewońskiej serii węglanowej, oraz utworów dewonu dolnego pod nasuniętymi jednostkami fliszowymi mają charakter bardzo przybliżony i raczej orientacyjny. Niemniej jest to (fig. 2) pierwsza tego rodzaju koncepcja powstała w oparciu o analizę wyników wszystkich wierceń, zwłaszcza zaś nowych, wykonanych w obrębie omawianego obszaru. Stanowić ona może orientacyjną podstawę dla podjęcia bliższego, geologicznego rozpoznania wiertniczego utworów dewonu dolnego w obszarze Cieszyn-Andrychów, a nawet Cieszyn-Wieliczka. Szczegółowa analiza wszystkich prac geofizycznych, szczególnie zaś sejsmicznych, przyczyni się niewątpliwie do bliższego sprecyzowania tektoniki utworów paleozoicznych, tak ważnej dla możliwości wystąpienia ewentualnych złóż węglowodorów w piaskowcowo-mułowcowej serii dewonu dolnego.

OGÓLNE UWAGI TEKTONICZNO-PALEOGEOGRAFICZNE

Południowe obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, w skład którego, jako najstarsze, paleozoiczne, nieprzeobrażone ogniwo osadowe, wchodzi omawiana seria dolnodewońska, stanowi rozległa monoklina Odrzychowice — Obłaziec — Buczkowice — Tresna — Tarnawa Górna — Stryszów — Sułkowice — Jawornik, o ogólnym kierunku WSW-ENE. Stosunek tej monokliny do ukośnie do niej przebiegającego i łączącego się z nią wypiętrzenia antyklinalnego Myszków — Kraków — Rzeszotary — Tymbark, o kierunku NW-SE, jest w chwili obecnej jeszcze niejasny. Spodziewać się można, że szczegółowa analiza prac geofizycznych, wykonanych do tej pory na omawianym obszarze i obszarach sąsiednich, rzuci światło na wzajemny stosunek tych dwu tak ważnych elementów geologicznych. Według dotychczasowych danych przyjąć się musi, w miejscu zbiegania się wymienionych jednostek, skręcanie ku północy, a później odginanie się ku NW serii paleozoicznych budujących monoklinę.

Monoklina południowego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego zbudowana jest z utworów młodszego paleozoiku. Najstarsze z nich wykształcone są w facji klastycznej, w przewadze piaskowcowej, i należą do dewonu dolnego. Warstwy te leżą bezpośrednio na utworach metamorficznych, względnie krystalicznych starszego podłoża. Jak to już kilkakrotnie podkreślano, wszystkie coraz młodsze serie paleozoiczne zapadają ogólnie ku północy. W szczegółach jednak ten prosty obraz budowy monokliny jest znacznie bardziej skomplikowany. Już w 1963 roku (Konior 1963) przedstawione zostały zarysy blokowej tektoniki omawianego rejonu. Poszczególne bloki, wzajemnie wobec siebie poprzemieszczane, wykazują miejscami nawet zapadanie się ku S budujących je pakietów warstw. Z ówczesnych profilów sejsmicznych sądzić można było (Konior

1963), że większość dyslokacji rozcinających paleozoiczne podłoże na poszczególne bloki reprezentować będzie dyslokacje hercyńskie, a tylko nieliczne uznać należy za hercyńskie odmłodzone w miocenie. Wykonane do tej pory wiercenia wykazały, że poważne znaczenie odgrywają te ostatnie (Konior 1964b). Równocześnie przeprowadzenie szeregu wierceń w rejonie Cieszyna wzbogaciło — poza odkryciem nowych nieznanymi uskoków — tektonikę monokliny w obrębie grzbietu cieszyńskiego na odcinku Cieszyn-Golesszów o nowy, dawniej nie znany, a bardzo charakterystyczny element tektoniczny miecki cieszyńskiej (Konior 1965b). W chwili obecnej wyniki wierceń i przeprowadzone prace geofizyczne umożliwiają wydzielenie w części monokliny, między Cieszynem a Andrychowem, całego szeregu bloków. Są to, licząc od zachodu, bloki Puńcowa, Golesszowa, Ustronia, a po dłuższej przerwie — w obrębie obszaru między Wisłą a Białą, na którym brak odpowiednich danych, bloki Starego Bielska, Hałcnowa, Bujakowa, Czańca, Bulowic i Andrychowa.

Przy rozważaniu stosunków paleogeograficznych panujących podczas dewonu na omawianym obszarze i w rejonach przyległych należy w pierwszym rzędzie pamiętać o sytuacji geologicznej, którą stworzyły fałdowania kaledońskie. Od niej uzależniony jest późniejszy rozwój zdarzeń i warunki sedymentacji.

Już J. Nowak (1927, s. 118), rozważając znaczenie wydzielonej antykliny rzeszotarskiej, wyraził następujący pogląd co do wieku skał zmetamorfizowanych napotkanych w dawnym wierceniu Rzeszotary:

„Jest zatem prawdopodobne, że przynajmniej górna część prakarpackich łupków krystalicznych, słabiej zmetamorfizowana, jest wieku kambrosylurskiego wraz z pewną częścią skał magmowych, przeważnie głębinowych”.

Pogląd ten został ostatnio w dużej mierze potwierdzony, a zwłaszcza na skutek określenia bezwzględnego wieku metamorfizmu pierwotnych skał osadowych i magmowych napotkanych w wierceniu Rzeszotary 2 (Burtan 1962). Wyniki przeprowadzonych badań (Borucki & Sałdan 1965) wskazują na orogenezę sandomierską, oddzielającą kambry od ordowiku. Zatem przeobrażone w tym czasie utwory osadowe nie mogły być młodsze od kambry. Z tym okresem, a więc z kambrem należy łączyć powstanie pierwotnych skał osadowych, które po przeobrażeniu napotkane zostały w postaci utworów metamorficznych w wierceniach Puńców 1 (Konior & Tokarski 1957, 1959) oraz Bielsko 4 (Heflik & Konior 1965). Z dużym prawdopodobieństwem przypuszczać również można, że podczas orogenezy kaledońskiej miały miejsce w omawianym regionie i w jego sąsiedztwie poważniejsze intruzje granitowe w obrębie zmetamorfizowanych już kambryjskich utworów osadowych. Czy granity typu bugajskiego, zdające się stanowić trzony łańcuchów prakarpackich (Konior 1938), są również wieku kaledońskiego, czy też starsze, trudno w chwili obecnej rozstrzygnąć. Za kaledońskim ich wiekiem przemawiać by mogły następujące fak-

ty: proste ściemnianie światła ziarn kwarcu stwierdzone w utworach dolnodewońskich w wierceniach Andrychów 3 i Andrychów 2 oraz przypuszczenie, że klastycznego materiału podczas powstawania dolnego i środkowego poziomu utworów dolnodewońskich dostarczały zasadniczo granity, a tylko miejscami skały metamorficzne, podczas gdy dla górnego poziomu materiał dostarczany był prawie wyłącznie ze skał metamorficznych.

Geologiczne losy omawianego obszaru i rejonów przyległych śledzić można jedynie na podstawie wyników wierceń, które osiągnęły dewon, sylur lub utwory metamorficzne czy też krystaliczne. Zestawione są one na tabeli 4 w kolejności wierceń od zachodu ku wschodowi.

W świetle wyników z tych wierceń i w nawiązaniu do wiercenia Dąbie S. Siedlecki (1961) proponuje określenie wyznaczonej wierceniemi strefy, rozciągającej się od Krakowa w kierunku N/W, mianem sylurskiej strefy Kraków-Myszków. Odpowiada jej wyróżniona przez S. Bukowego (1964a) tzw. strefa I. Skomplikowaną tektonikę sylurskiej strefy Kraków-Myszków przyjmuje S. Bukowy (1964b). Mimo zbyt małej jeszcze ilości wierceń, przedstawiony w tej pracy schemat tektoniczny uznać należy za interesującą próbę rozwiązania tektoniki tego złożonego obszaru NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Na załączonym w pracy przekroju poprzecznym, tnącym całą sylurską strukturę nieco ukośnie do jej przebiegu, występuje bardzo wyraźny kontrast między tektoniką silnie pomiętych utworów sylurskich cyklu kaledońskiego, a leżącą wyżej serią dewońsko-karbońską cyklu hercyńskiego. Szczególnie silnie zaznaczony jest także kontrast między tą ostatnią, a pokrywą mezozoiczną. W jedną całość wiąże te różne style tektoniczne szereg uskózków, które spowodowały powstanie odrębnych bloków. Niezwykle ostro zaznaczona jest na przekroju S. Bukowego (1964b) granica między wymienioną strefą sylurską Kraków-Myszków, której najwyżej podniesiona część przypada w obrębie magnetycznej anomalii Bębła, a silnie obniżonym obszarem, wchodzącym już w skład wydzielonego przez J. Nowaka (1933) synklinorium Nidy. Z przekroju i schematów tektonicznych S. Bukowego (1964b), oraz z pracy J. Stemulaka i E. Jawora (1963) wyraźnie wynika także synklinalny charakter tego elementu, przewidywany przez J. Nowaka (1933). Podkreślić przy tym trzeba, że kierunek antyklinorium śląsko-krakowskiego przyjęty w interpretacji J. Nowaka (1933) odpowiada w zupełności kierunkowi sylurskiej strefy Kraków-Myszków S. Siedleckiego (1961). Musi się więc jeszcze raz podkreślić wielką trafność i wnikliwość koncepcji J. Nowaka (1927, 1929, 1933), wyrażonych jedynie na podstawie szczegółowej analizy geologicznej.

W wierceniach Zabierzów D-3, usytuowanym w odległości około 6,2 km na południe od wiercenia Bębło, napotkano już serię piaskowców i mułowców, którą H. Roszek i S. Siedlecki (1962) uważają za reprezentującą zedyn i stanowiącą odpowiednik warstw klonowskich z Gór Świę-

Tabela (Chart) 4

Ważniejsze wiercenia rejonu Cieszyn-Wieliczka, które osiągnęły dewon, sylur, utwory metamorficzne względnie krystaliczne
 More important boreholes in the region of Cieszyn-Wieliczka where Devonian, Silurian and metamorphic or crystalline rocks have been reached

Nazwa otworu	Głębokość w metrach w odniesieniu do poziomu morza			
	Dewon górny i środkowy	Dewon dolny	Sylur	Metamorfik wzgl. krystalinik
Puńców 1	—1197,0 — —1894,0	—1894,0 — —1902,0	—	—1902,0 — —2011,4
Ustroń 1	—824,0 — —954,7	—	—	—
Bielsko 4	—1353,0 — —1479,8	—1479,8 — —1572,0	—	—1602,0 — —1638,1
Kęty 3	—1020,0 — —1095,0	—1095,0 — —1129,1	—	—
Andrychów 3	—1338,9 — —1885,0	—1885,0 — —2057,5	—	—2057,5 — —2123,1
Andrychów 2	—1313,0 — —1894,0	—1894,0 — —2089,2	—	—
Rzeszotary 2	—	—	—	—505,7 — —625,1
Dąbie	—	—	+122,0 — +49,2	—
Batowice 1	—	—90,3 — —307,4	—	—
Zabierzów D-3	—	+70,9 — —14,2	—	—
Bębło	—	—	+293,4 — —46,1	—
Woła Kalinowska B-127	—	—	+248,3 — —114,4	—

tokrzyskich. Według tych autorów, sylurskie osady rozpoznane w otworze Wola Kalinowska B-127 odpowiadają warstwom rzepińskim J. Czarnockiego (1937, 1957), a więc najwyższemu odcinkowi górnego syluru. Starsze od nich są warstwy sylurskie z wiercenia Bębło, które S. Siedlecki (1961) uważa za dolny ludłow. W obrębie wschodniego skłonu sylurskiej strefy Kraków-Myszków położone jest wiercenie Batowice 1, które zaraz pod jurą napotkało grubą serię zlepieńców, uznanych przez J. Myszkę i W. Parachoniaka (1958) za dolnodewońskie.

Z powyższych uwag zdaje się wynikać, że — jak to już przyjmuje na swym przekroju S. Bukowy (1964b) — sylur strefy Kraków-Myszków rozdziela dwa obszary występowania dolnego dewonu, a mianowicie obszar północno-wschodni, wiążący się z rejonem Gór Świętokrzyskich, od południowo-zachodniego, obejmującego obszar Cieszyn-Rzeszotary i związanego z obszarem sudeckim w najogólniejszym ujęciu. Podobną rolę zdaje się spełniać antyklina Rzeszotar J. Nowaka (1927) w odniesieniu do bardziej południowego odcinka.

W związku z tym poważniejszego znaczenia nabiera sprawa wzajemnego stosunku tych dwu ważnych stref.

W obrębie strefy Kraków-Myszków powierzchnia syluru napotkanego w wierceniach wzniesiona jest najwyżej w wiercieniu Bębło, gdzie występuje na głębokości +293,4 m. W kierunku NNE, jak wskazuje na to oddalone o około 4,4 km wiercenie Wola Kalinowska, obniża się ona do +248,3 m. W położonym na SE wiercieniu Dąbie stwierdzono utwory sylurskie na głębokości —122,0 m. W usytuowanym w odległości 13,7 km na S od otworu Dąbie wiercieniu Rzeszotary 2 rozpoznano na głębokości —505,7 m, również bezpośrednio pod osadami jurajskimi, utwory metamorficzne. Wiercenie Wiśniowa 1, wysunięte o 17,4 km w kierunku SSE od otworu Rzeszotary 2 (informacja ustna J. Burtan), nie weszło do końcowej głębokości 2931,2 m w podłoże autochtonicznego miocenu, na który nasunięte są brzeżne jednostki karpackie o miąższości 2268,5 m.

Przedstawiony układ bezwzględnej głębokości występowania utworów syluru, względnie ich metamorficznego podłoża, wskazuje na pocięcie przez młode, związane z formowaniem się i nasuwaniem Karpat, trzeciorzędowe uskoki, o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego, całej wypiętrzonej i przedłużającej się w kierunku SE, pod nasunięte utwory karpackie, struktury. Uskoki te są wyrazem zaamektowania południowej części antyklinorium śląsko-krakowskiego w obręb zdarzeń karpackich i uformowania się w ten sposób antyklinorium metakarpackiego, co już przypuszczał J. Nowak (1927, 1933). Trzeciorzędowe uskoki, rozcinając ukośnie omawianą wypiętrzoną strefę, spowodowały obniżenie się staropaleozoicznego podłoża o 383,7 m między otworem Dąbie a otworem Rzeszotary 2, oraz co najmniej o 2260,0 m między Rzeszotarami a otworem Wiśniowa 1, położonym w odległości 17,4 km od tego ostatniego. Tak wielkie obniżenie podłoża, a zwłaszcza w drugim przypadku, wykorzy-

stane przez nasuwające się utwory fliszowe, zdaje się mieć związek z jakąś strefą dyslokacyjną, lub też z jakimś poważnym rozłamem. Z rozłamem tym mogą się wiązać i w przybliżeniu wyznaczać jego kierunek spiętrzone masy fliszu rejonu Wiśniowej i Kotliny Żywieckiej. W tego rodzaju ujęciu rozłam ten mógłby z dużym przybliżeniem przebiegać od Raciechowic w kierunku na Stróżę, a następnie Zembrzyce w stronę Pietrzykowic w obrębie Kotliny Żywieckiej.

Między otworami Dąbie a Rzeszotary 2 przypada południowa granica zasięgu morza sylurskiego, które — po przerwie w ordowiku — złożyło osady bezpośrednio na podłożu metamorficznym. W tym czasie na obszarze Cieszyn-Rzeszotary rozpościerał się łańd prakarpacki powstały przed ordowikiem. W morfologicznym ukształtowaniu tego łańdu zaznaczało się pewne obniżenie o ogólnym kierunku NW-SE, które można by określić mianem obniżenia Kańczuga — Choczni — Sucha. Wspomniany łańd rozciągał się daleko na E i NE, ograniczając zasięg transgresji ordowiku. Ruchy takonńskie doprowadziły — co dobrze widoczne jest na mapach paleogeograficznych syluru H. Tomczyka (1960) — do powstawania antyklinalnego wypiętrzenia Rzeszotary-Tymbark, oraz po jego północno-wschodniej stronie obniżenia o kierunku NW-SE odpowiadającego synklinorium Nidy J. Nowaka (1933) i jego przedłużenia się w rejonie Tarnowa pod Karpaty (Konior 1934, 1938). Tę obniżoną strefę, którą określić można by mianem synklinalnego obniżenia Tarnów-Jasło, załało prawdopodobnie już w dolnym walencie morze, które przetrwało do środkowego ludłowu (Tomczyk 1960). Morze to, pokrywając utwory metamorficzne z intruzjami granitów, złożyło osady w obrębie antyklinalium śląsko-kraakowskiego. W środkowym i górnym ludłowie morze przesuwaa się i kurczy w kierunku N i NW, odsłaniając rozległy łańd sudecko-prakarpacki. łańd ten trwa również podczas zedynu, na co wskazują mapy paleogeograficzne M. Pajchłowej (1959). Podczas zigeny i emsu morze stopniowo rozszerza swój zasięg, opanowując od północy obszar Moraw (Konior & Tokarski 1959). Największe obszary pokrywa transgresja dewońska podczas eiflu i żywetu.

Obszar prakarpacki Cieszyn-Rzeszotary pozostawał w sylurze poza zasięgiem morza. Niemniej erozja i denudacja przygotowały go do roli, jaką odgrywać będzie od emsu, gdy powstawać zaczną w jego NW części, ograniczone od wschodu przez wypiętrzenie rzeszotarskie, osady piaskowcowo-mułowcowe, o charakterze początkowo limnicznym, zastąpione od eiflu przez płytkowodne utwory dolomityczno-wapienne. Wypiętrzenie rzeszotarskie stanowiło zaporę nie tylko dla morza środkowo- i górnodedońskiego, lecz również i dolnokarbońskiego, co widoczne jest wyraźnie na mapach paleogeograficznych turneju i wizenu w pracy A. M. Żelichowskiego (1964). Fałdowania hercyńskie zaakcentowały jeszcze rolę tego wypiętrzenia jako elementu tektonicznego w skali regionalnej, dzięki czemu zostało ono zdobyte przez morze dopiero podczas transgresji juraj-

skiej. W świetle powyższych rozważań wydaje się uzasadnione, aby sylurską strefę Kraków-Myszków, wyznaczającą bezpośredni przebieg antyklinorium śląsko-krakowskiego, wraz z antyklinalnym wypiętrzeniem Rzeszotary-Tymbark, uważać za jedną strukturę antyklinalną o charakterze regionalnym, wydatnie obniżającą się pod Karpatami na skutek pocięcia przez uskoki trzeciorzędowe, powstałe podczas formowania się i nasuwania płaszczowin karpaccich.

ZAKOŃCZENIE

Odkrycie dewonu dolnego w podłożu brzeżnej części Karpat obszaru Cieszyn-Andrychów uzupełnia dotychczasowe wiadomości na temat dziejów geologicznych tego rejonu. W nawiązaniu do wierceń rejonu na NW i N od Krakowa, w których stwierdzono utwory sylurskie oraz dolnodewońskie, poważne uzasadnienie znajdują dawne poglądy J. Nowaka (1927, 1933). Pewną syntezę wyrażonych poglądów stanowi figura 2 z przybliżonym przebiegiem ważniejszych granic w obrębie podłoża brzeżnej części Karpat rejonu Cieszyn-Kraków. Zastrzec się jednak trzeba, że granice między dewonem środkowym a dolnym, oraz między dewonem dolnym a utworami metamorficznymi mają charakter hipotetyczny. Dokładniejsze ustalenie tych granic może mieć miejsce dopiero po wykonaniu odpowiednich wierceń. Łącznie z analizą przeprowadzonych do tej pory prac sejsmicznych przyczynią się one do bliższego wyjaśnienia budowy podłoża i sprecyzowania jego tektoniki, co może mieć znaczenie dla zagadnień praktycznych.

*Institut Geologiczny
Oddział Karpacki w Krakowie
Kraków, ul. Grzegórzecka 81
Kraków, w styczniu 1967 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BORUCKI J. & SAŁDAN M. 1965. Promieniotwórczość naturalna i wiek bezwzględny (K-Ar) skał krystalicznych z otworu Rzeszotary IG 2 (Radioactivity and absolute age (K-Ar) of crystalline rocks in bore-hole Rzeszotary IG 2). — *Kwartalnik Geol.*, t. 9, z. 1. Warszawa.
- BUKOWY S. 1964a. Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (New views on the structure of the north-eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 184. Warszawa.
- 1964b. Uwagi o budowie geologicznej paleozoiku wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Notes on the geological structure of the Paleozoic of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin). — *Ibidem*.

- BURTAN J. 1962. Wiercenie Rzeszotary 2. Komunikat wstępny (Bore-hole Rzeszotary 2. Preliminary report). — *Kwartalnik Geol.*, t. 6, z. 2. Warszawa.
- CZARNOCKI J. 1937. Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich (Überblick der Stratigraphie und Paläogeographie des Unterdevons im Polnischen Mittelgebirge). — *Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 8, z. 4. Warszawa.
- 1957. Geologia rejonu łysogórskiego (Tectonics of the Święty Krzyż Mountains). — *Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.)* 18, t. 2. Warszawa.
- HEFLIK W. & KONIOR K. 1965. Le teshénite et les granitoïdes métasomatiques dans le forage B 4 près de Bielsko. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géogr.*, vol. 13, no. 1. Varsovie.
- KONIOR K. 1934. Über die Geologie der Umgebung von Przemyśl. — *Bull. Acad. Pol. Sci. Lettr. Cl. Math. Nat., Sér. A. Cracovie.*
- 1938. Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Biała-Bielsko (Études sur la structure géologique du bord karpatique dans la région de Biała-Bielsko). — *Prace geol. śląs.*, nr 5. Kraków.
- 1963. O budowie paleozoicznego podłoża w brzeżnej części Karpat obszaru Cieszyn-Andrychów (On the Paleozoic substratum structure in the marginal part of the Carpathians in the Cieszyn-Andrychów area). — *Kwartalnik Geol.*, t. 7, z. 4. Warszawa.
- 1964a. Przybliżone wielkości deformacji podłoża w obszarze Cieszyn-Kęty podczas miocenu. — *Spraw. Pos. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*, lipiec—grudzień 1964. Kraków.
- 1964b. O budowie i ukształtowaniu paleozoicznego podłoża w obszarze Skoczów-Andrychów z uwzględnieniem wyników najnowszych wierceń (On the structure and configuration of Paleozoic basement in the Skoczów-Andrychów region with the consideration of newest drilling result). — *Nafta*, nr 10. Katowice.
- 1965a. Le Dévonien inférieur dans la base des sédiments du substratum paléozoïque des Karpates bordurales de la région Cieszyn-Andrychów. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 13, no. 3. Varsovie.
- 1965b. Budowa grzbietu cieszyńskiego w świetle ostatnich wierceń i prac geofizycznych (Structure of the Cieszyn ridge in the light of the latest drillings and geophysical works). — *Kwartalnik Geol.*, t. 9, z. 2. Warszawa.
- 1966. Nouvelles données sur le Paléozoïque inférieur du substratum de la région Cieszyn-Kraków (Cracovie). — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 14, no. 3. Varsovie.
- KONIOR K. & KRACH W. 1965. Zlepience dębowieckie i fauna miocenska z wiercenia B 4 koło Bielska (On the Dębowiec conglomerates and the Miocene fauna from borehole B 4 near Bielsko). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 15, no. 1. Warszawa.
- KONIOR K. & KWTATKOWSKI S. 1965. Le substratum paléozoïque dans le forage U 1 au sud de Ustroń. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 13, no. 4. Varsovie.
- KONIOR K. & TOKARSKI A. 1957. Cross-section of the structure of Cieszyn. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III*, vol. 5, no. 6. Varsovie.
- KONIOR K. & TOKARSKI A. 1959. Nowy wglębny reper na południe od Cieszyna (New deep key bore-hole south of Cieszyn — Western Carpathians). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 140. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1931. — Spostrzeżenia nad występowaniem otoczków skał karpackich w Karpatach Wadowickich (Beobachtungen über das Auftreten

- der Gerölle der urkarpatischen Gesteine in den Wadowicer Karpaten). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 7. Kraków.
- KUZNIAR W. & ŻELECHOWSKI W. 1927. Materiały do poznania stosunku Karpat do ich Przedgórze na przestrzeni od Morawskiej Ostrawy po Kraków. — Przegląd Górn.-Hut., t. 19, nr 11, 12, 13, 14/15, 16. Dąbrowa Górnicza.
- MYSZKA J. & PARACHONIAK W. 1958. O zlepieniu z otworu w Batowicach (On the conglomerate in the bore-hole in Batowice near Cracow). — Przegląd Geol., nr 3. Warszawa.
- NOWAK J. 1927. Zarys tektoniki Polski. Kraków.
— 1929. Die Geologie der polnischen Ölfelder. Stuttgart.
— 1933. Geologiczna przeszłość Bałtyku. Wydawn. Inst. Bałt. Toruń.
- PAJCHŁOWA M. 1959. Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zesz. 5 Devon. Inst. Geol. Warszawa.
- PELCZAR A. & WIESER T. 1962. Budowa metamorfiku wykrytego otworem wiertniczym w Rzeszotarach. — Kwartalnik Geol., t. 6, z. 2. Warszawa.
- ROSZEK H. & SIEDLECKI S. 1962. On the presumably Late Silurian and Early Devonian sediments in the environs of Cracow. — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 11, no. 1. Varsovie.
- ROZYCKI S. Z. 1953. Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. — Prace I. G., t. 17. Warszawa.
- SIEDLECKI S. 1961. On the occurrence of Silurian in the eastern and north-eastern periphery of the Upper Silesian Coal Basin. — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 10, no. 1. Varsovie.
- STEMULAK J. & JAWOR E. 1963. Wgłębna budowa geologiczna przedgórze Karpat w obszarze na zachód od Dunajca i Wisły (Deep geological structure of the Carpathian Foreland in the area west of the Dunajec and the Vistula river). — Kwartalnik Geol., t. 7, z. 2. Warszawa.
- TOMCZYK H. 1960. Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zesz. 4 Sylur. Inst. Geol. Warszawa.
- ZELICHOWSKI A. M. 1964. Problemy litologii i sedimentacji dolnego karbonu w Polsce (Lithological and sedimentary problems of the Lower Carboniferous in Poland). — Kwartalnik Geol., t. 8, z. 3. Warszawa.

SUMMARY

ABSTRACT: Lower Devonian deposits reached during the last few years in deep boreholes within the Bielsko-Andrychów region are discussed. The Lower Devonian there is developed in the sandstone-siltstone facies. It has been divided into the upper, middle and lower horizons. An abundant and well preserved psilophyte flora has been found at the bottom of the upper horizon in borehole Andrychów 2, while the *scolithus*¹ sandstones occur in the top of the middle horizon in borehole Andrychów 3. These finds indicate the limnic-marine character of the deposits. On analogies with the Devonian from the Holy Cross Mts. the

¹ EDITOR'S NOTE. The application of the term *scolithus sandstone* by the author to these deposits is an misunderstanding, as they differ considerably from the real *Scolithos* (= *Scolithus*) sandstones (cf. Westergaard 1922, 1931; Abel 1935; Häntzschel 1962). Thus basing stratigraphical and palaeogeographical conclusions on such a sham affinity is unreasonable. The Editor has proposed to the author the term *pseudo-scolithus sandstone* to avoid possible misunderstandings. Nevertheless, in result of the author's categorical will and on his responsibility, the term *scolithus sandstone* is here restored.

deposits under consideration are referable to the Emsian. The Lower Devonian represents here the oldest non-metamorphosed Paleozoic member of the monocline in the southern marginal area of the Upper Silesian Coal Basin resting directly on metamorphic or crystalline rocks. The anticlinal Rzeszotary-Tymbark zone, stripped of the Devonian-Carboniferous overlying strata, separates two occurrence areas of the Devonian, i.e. the north-eastern one connected with the Holy Cross Mts. region from the south-western one connected with the Sudeten region comprising the terrane here discussed.

The deep boreholes of Bielsko 4, Kęty 3, Andrychów 2 and Andrychów 3 (figs. 1 and 2) drilled during the last few years, have revealed the presence under the Eifelian dolomites of a series of older sandstone-siltstone deposits (Konior 1964, 1965). The Lower Devonian age of these deposits (Konior 1965) has been confirmed by a rich psilophyte flora encountered in the profile of Andrychów 2 at a depth between 2302.7 and 2303.1 m. The same age is also suggested by the presence of scolithus-type sandstones encountered in borehole Andrychów 3 at a depth between 2223.8 and 2265 m (Konior 1965).

Only the Eifelian dolomites overlie the Lower Devonian in the profiles of Bielsko 4 and Kęty 3, while in the profiles of Andrychów 2 and Andrychów 3 all the Upper- and Middle Devonian carbonate stages have been reached above the Eifelian series. The Devonian stratigraphy from these boreholes, based on geo-physical data and compared with boreholes Puńców 1 (Konior & Tokarski 1957, 1959) are shown in chart 3.

Lower Devonian sediments in the profile of Bielsko 4, showing a thickness of 92.2 m, occur at a depth between 1847.8 and 1940 m. These are underlain by a teschinite intrusion (between 1940 and 1970 m) which is, in turn, underlain down to the bottom of the borehole at 2006.1 m by metasomatic granitoids (Heflik & Konior 1965). In the profile of Kęty 3 only the upper part of the Lower Devonian deposits of a thickness of 34.1 m has been reached between 1460 and 1494.1 m while in borehole Andrychów 2 the Lower Devonian was found between the depth of 2269 and 2464.2 m (a thickness of 195.2 m) without being pierced. Borehole Andrychów 3 pierced the whole Lower Devonian series, 172.5 m thick (at a depth between 2215—2387.5 m), and lower down it reached abyssal magmatic gabbro-like rocks which were not pierced to a depth of 2453.1 meters.

Data obtained from the profiles of Bielsko 4 and Andrychów 3 which pierced the complete Lower Devonian series, or from Andrychów 2 which very nearly reached the base of the Lower Devonian suggests its division into three separate horizons (chart 1).

The upper horizon consists in all the boreholes of medium-grained sandstones passing into conglomeratic sandstones in places with an admixture of quartz gravel up to 2.7 cm in diameter and with thicker intercalations of siltstones and shales. A psilophyte flora (Konior 1965) was found in the bottom siltstone intercalation of this horizon in borehole Andrychów 2.

The middle horizon is characterised by fine- and medium-grained, usually "saccharoid" sandstones, locally with thin intercalations of shales and siltstones. In the profile of Andrychów 3 the upper part of this horizon, along a length of 41.2 m (chart 1), is occupied by scolithus-type sandstones, while the bottom part is built of "saccharoid" sandstones, known from the profiles of Bielsko 4 and Andrychów 2.

The lowest horizon is represented by coarse-grained sandstones. Only sporadically these are fine-grained and even conglomeratic, with an admixture of coarser quartz material up to 2 cm in diameter.

A direct contact of the Lower Devonian deposits with the metamorphic or crystalline substratum has not been observed in any of the boreholes here considered.

During the study of all the Lower Devonian deposits so far encountered within the area here described we must take into account on the one hand their limnic character indicated by the psilophytes found in borehole Andrychów 2 (Konior 1965) and on the other hand the undoubtedly marine character of the scolithus-type sandstones in borehole Andrychów 3. This clearly indicates a mixed terrestrial-marine character of the Lower Devonian deposits in the region of Bielsko-Andrychów. According to J. Czarnocki (1957) a similar type of deposits occurs within the Upper Emsian beds of the Łysogóra region. In the area here discussed, however, the predominant features are those of the Kielce region. They are manifested by: 1) sedimentary gaps expressed by the complete absence of the Barcza series which represents the Gedinnian, the Zigen and the Lower Emsian in the Łysogóra region (Czarnocki 1957); 2) the unconformable position of the Lower Devonian deposits on the metamorphic and crystalline rocks, and 3) strong variability of thickness which ranges from 92.2 m in borehole Bielsko 4 to more than 195.2 m in borehole Andrychów 2.

In the light of evidence here mentioned it may reasonably be concluded that the Lower Devonian sandstone-siltstone series under discussion represents the upper part of the Lower Devonian, i.e. the Emsian.

The southern margin of the Upper Silesian Coal Basin, whose oldest sedimentary rocks belong to the above Lower Devonian series, consists of a large monocline of Oldrzychowice — Obłaziec — Buczkowice — Tresna — Tarnawa Górna — Stryszów — Sułkowice — Jawornik stretching along a general WSW-ENE direction. Nothing very clear is so far known about the relation of this monocline to the big, NW-SE directed, anticlinal uplifted area of Myszków — Kraków — Rzeszotary — Tymbark, which is obliquely situated to the monocline and connected with it. According to the borehole data now available it may be supposed that the Paleozoic deposits, of which the monocline is built, turn to the north and then bend to the NW at the junction of the units mentioned above (fig. 2). The monocline of the southern margin of the Upper Silesian Coal Basin is built of the Devonian and Carboniferous series. The oldest of them are developed in a facies of clastic deposits, chiefly sandstones. They rest directly on metamorphic or crystalline rocks of the older substratum. As has been frequently stressed (Konior & Tokarski 1957, 1959; Konior 1963, 1964, 1965) all the younger Paleozoic series dip to the north. Since the monocline is intersected by transversal and longitudinal dislocations it disintegrated into a number of blocks. These are mutually displaced and their beds sometimes have a northern dip (Konior 1963). Hence, in that part of the monocline lying between Cieszyn and Andrychów, the following blocks could be distinguished: Puńców, Golezów, Ustroń, and after a long break — within an area for which no data are available — to blocks of Stare Bielsko, Hałcnów, Bujaków, Czaniec, Bulowice and Andrychów.

The determination of the absolute age of the metamorphism of the original sedimentary and magmatic rocks found in borehole Rzeszotary 2 (Burtan 1962) proved most useful in paleogeographic studies. Data obtained by means of the potassium-argon method (Borucki & Sałdan 1965) indicate the Sandomirian orogeny which separated the Cambrian from the Ordovician. Hence, the sedimentary deposits metamorphosed during that period could hardly be younger than Cambrian. The formation of the original sedimentary rocks encountered as metamorphosed deposits in boreholes Puńców 1 (Konior & Tokarski 1959), and Bielsko 4 (Heflik & Konior 1965) is referable to the Cambrian. It is most probable that during the Caledonian orogeny major granite intrusions occurred in the region under consideration and in its vicinity, involving the previously metamorphosed sedimentary rocks of the Cambrian.

Within the Kraków-Cieszyn region metamorphic rocks have been reached in

three boreholes: Puńców 1, Bielsko 4 and Rzeszotary 2. In the last one, these rocks are not overlaid by the younger non-metamorphosed sedimentary rocks of the Paleozoic. West of Rzeszotary, directly on metamorphic rocks, a sandstone-siltstone Lower Devonian series has been laid down and on it rest Middle- and Upper Devonian carbonate deposits. At Dąbie, however, which is a district of the city of Cracow, 13.7 km N from borehole Rzeszotary 2, Silurian deposits (Różycki 1953) were reached under the Jurassic, at a depth of 322.2 m. Silurian deposits were also encountered in boreholes Bębło and Wola Kalinowska, as well as in the region of Mrzygłód and Kotowice (Siedlecki 1961, Roszek & Siedlecki 1962). In the light of these data and with reference to the older borehole of Dąbie, S. Siedlecki (1961) suggested that the Silurian zone indicated by boreholes and stretching NW from Cracow be called the Silurian Kraków-Myszków zone. In borehole Zabierzów D 3, lying about 6.2 km straight to the south of borehole Bębło, Silurian deposits have not been reached but a sandstone and siltstone series which has been recognised as Lower Devonian (Roszek & Siedlecki 1962). The latter series marks the southern slope of the Silurian Kraków-Myszków structure. Borehole Batowice 1 lies in the NE slope of this zone. Directly under the Jurassic beds there a thick conglomerate series was reached and referred to the Lower Devonian (Myszka & Parachoniak 1958). In the light of the present knowledge of relations it seems that the Silurian of the Kraków-Myszków zone separates two Lower Devonian areas. Namely the NE area connected with the Holy Cross Mts. region from the SW area which includes the Cieszyn-Kraków region under consideration and is connected with the Sudeten area *sensu lato*. This also applies to the Rzeszotary anticline of J. Nowak (1927) in relation to the more southerly area.

The surface morphology of the Silurian deposits in the Kraków-Myszków zone and that of the metamorphic rocks in the Rzeszotary structure have been revealed by borehole data. It is, hence, reasonable to regard this zone — which marks the direction of the Silesian-Cracovian anticlinorium (Nowak 1933), together with the anticlinally upheaved Rzeszotary-Tymbark area as one regional anticlinal structure. This structure dips below the Carpathians owing to dissection by Tertiary faults which formed during the development and overthrusting of the Carpathians nappes. These faults are responsible for a lowering of the Old-Paleozoic substratum by 383.7 m over a distance of 13.7 km, between borehole Dąbie and borehole Rzeszotary 2, and by as much as 1,900 m SES from borehole Rzeszotary 2. A lowering on this scale to which the overthrusting Flysch rocks adjusted themselves, reasonably suggests some connection with a major zone of dislocations or with substratal disintegration. The direction of this dislocation zone, or of the substratal disintegration, is marked on the general surface map of the Paleozoic substratum between Cieszyn and the Cracow area as well as by the folded masses in the vicinity of Wiśniowa and in the Żywiec depression. This direction follows a line connecting Pietrzykowice and Raciechowice.

The southern boundary of the Silurian sea may be drawn between borehole Dąbie and Rzeszotary 2. No data are available concerning the further westward continuation of this boundary. Still it may be reasonable to suppose that the boundary will have a submeridional trend. The approximate direction of the more important boundaries in the substratum of the marginal area of the Carpathians of the Cieszyn-Kraków area is shown in fig. 2.

OBJASNIENIA DO PLANSZ I—VI

DESCRIPTION OF PLATES I—VI

PL. I

- 1 — Obraz mikroskopowy mułowca z wyraźną teksturą warstwową i szczątkami roślin. Wiercenie Bielsko 4, głębokość 1865,8—1870,3 m × 20
Nikole skrzyżowane
Microscopic picture of siltstone showing distinctly stratified texture and plant remains. Borehole Bielsko 4, depth 1865.8—1870.3 m × 20
Crossed nicols
- 2 — Obraz mikroskopowy piaskowca nierównoziarnistego. Ditto, głębokość 1868,3—1868,8 m × 20
Nikole skrzyżowane
Microscopic picture of unequigranular sandstone. Ditto, depth 1868.3—1868.8 m × 20
Crossed nicols
- 3 — Obraz mikroskopowy piaskowca nierównoziarnistego. Wiercenie Kęty 3, głębokość 1469,2—1473,3 m × 20
Nikole skrzyżowane
Microscopic picture of unequigranular sandstone. Borehole Kęty 3, depth 1469.2—1473.3 m × 20
Crossed nicols
- 4 — Obraz mikroskopowy piaskowca zlepieńcowatego z widocznym falistym ściemnianiem ziarn kwarcu. Ditto, głębokość 1470,2—1471,2 m × 20
Nikole skrzyżowane
Microscopic picture of conglomeratic sandstone showing undulatory extinction of quartz grains. Ditto, depth 1470.2—1471.2 m × 20
Crossed nicols

PL. II

- 1—2 — Obraz mikroskopowy piaskowca nierównoziarnistego. Na fig. 2 widoczne różnice w zawartości spoiwa. Wiercenie Andrychów 2, głębokość 2295,2—2300,8 m × 20
Nikole skrzyżowane
Microscopic picture of unequigranular sandstone. Fig. 2 shows differences in the contents of the matrix. Borehole Andrychów 2, depth 2295.2—2300.8 m × 20
Crossed nicols
- 3 — Obraz mikroskopowy mułowca ze skupieniami substancji roślinnej. Ditto, głębokość 2300,8—2306,6 m × 20
Nikole skrzyżowane

Microscopic picture of siltstone showing accumulations of plant remains. Ditto,
depth 2300.8—2306.6 m

× 20

Crossed nicols

- 4 — Obraz mikroskopowy piaskowca bardzo drobnoziarnistego. Ditto, głębokość
2392,0—2398,0 m

× 20

Nikole skrzyżowane

Microscopic picture of very fine-grained sandstone. Ditto, depth 2392.0—2398.0 m

× 20

Crossed nicols

PL. III

- 1 — Obraz mikroskopowy piaskowca gruboziarnistego wśród piaskowców zlepieńco-
waty. Wiercenie Andrychów 2, głębokość 2410,8—2411,5 m

× 20

Nikole skrzyżowane

Microscopic picture of coarse-grained sandstone among conglomeratic sand-
stones. Borehole Andrychów 2, depth 2410.8—2411.5 m

× 20

Crossed nicols

- 2 — Obraz mikroskopowy piaskowca gruboziarnistego z widoczną mozaikową bu-
dową oraz falistym ściemnianiem ziarn kwarcu. Wiercenie Andrychów 3, głę-
bokość 2217,1—2222,9 m

× 20

Nikole skrzyżowane

Microscopic picture of coarse-grained sandstone showing mosaic structure and
undulatory extinction of quartz grains. Borehole Andrychów 3, depth 2217.1—
2222.9 m

× 20

Crossed nicols

- 3 — Obraz mikroskopowy piaskowca gruboziarnistego z widocznym falistym ściem-
nianiem ziarn kwarcu. Ditto, głębokość 2222,9—2228,9 m

× 20

Nikole skrzyżowane

Microscopic picture of coarse-grained sandstone showing undulatory extinction
of quartz grains. Ditto, depth 2222.9—2228.9 m

× 20

Crossed nicols

- 4 — Obraz mikroskopowy piaskowca zlepieńcowatego o spoiwie ilastym z widoczną
budową mozaikową i falistym ściemnianiem ziarn kwarcu. Ditto, głębokość
2370,0—2373,0 m

× 20

Nikole skrzyżowane

Microscopic picture of conglomeratic sandstone in a clay matrix showing mosaic
structure and undulatory extinction of quartz grains. Ditto, depth 2370.0—
2373.0 m

× 20

Crossed nicols

PL. IV

- 1—2 — *Psilophyton* sp. Pęd z cierniowatymi wyrostkami. Wiercenie Andrychów 3,
głębokość 2302,7—2303,1 m

× 6

Psilophyton sp. Stem with spiny offshoots. Borehole Andrychów 3, depth 2302.7—2303.1 m × 6

PL. V

1—4 — Różne przykłady piaskowców typu skolitusowego z uwzględnieniem struktur sedimentacyjnych. Wiercenie Andrychów 3. Fig. 1 i 3 głębokość 2251,5—2254,5 m; fig. 2 — 2248,7—2251,5 m; fig. 4 — 2258,7—2262,2 m. Pomniejszone × 2.

Miscellaneous examples of scolithus-type sandstones showing sedimentary structures. Borehole Andrychów 3. Figs. 1 and 3 depth 2251.5—2254.5 m; fig. 2 depth 2248.7—2251.5 m; fig. 4 depth 2258.7—2262.2 m. Reduced × 2.

PL. VI

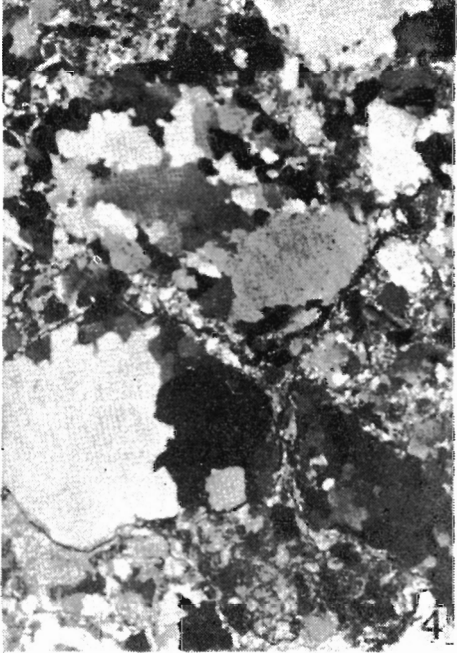
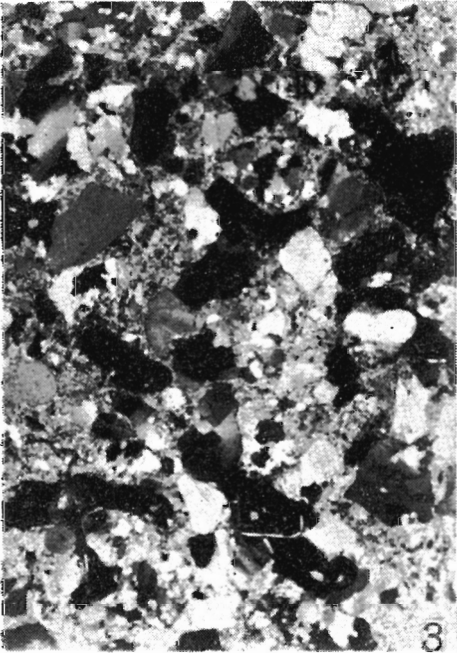
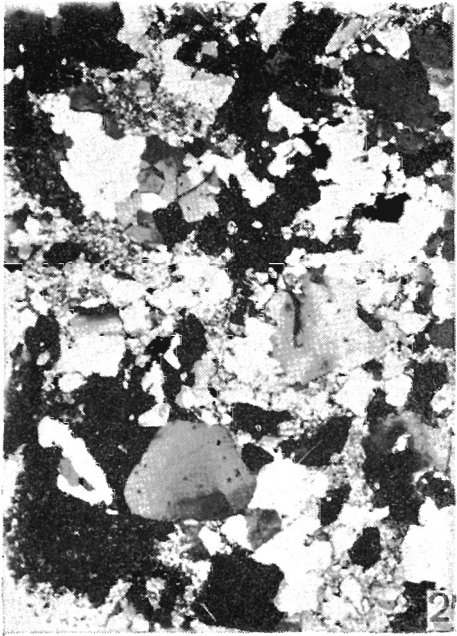
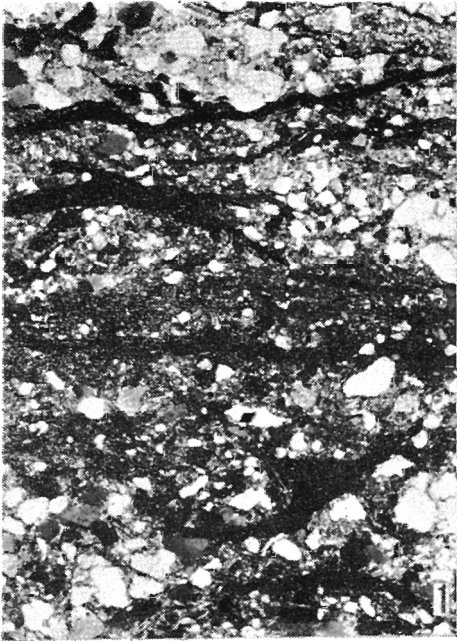
1—5 — Różne przykłady piaskowców typu skolitusowego z uwzględnieniem struktur sedimentacyjnych. Wiercenie Andrychów 3. Fig. 1 i 5 głębokość 2245,0—2248,7 m; fig. 2 — 2258,7—2262,2 m; fig. 3 — 2248,7—2251,5 m; fig. 4 — 2228,9—2232,8 m. Pomniejszone × 2.

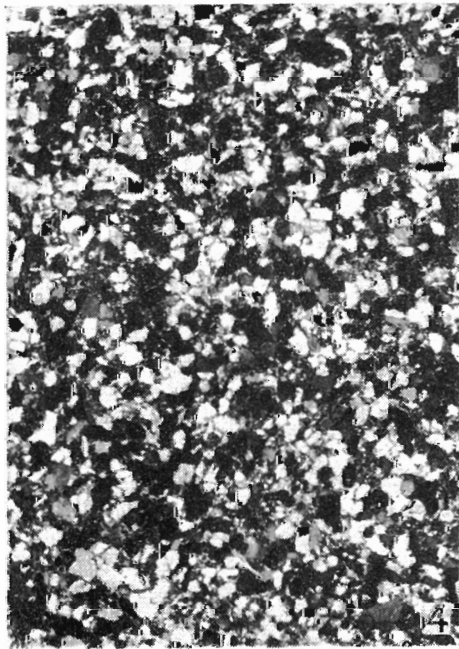
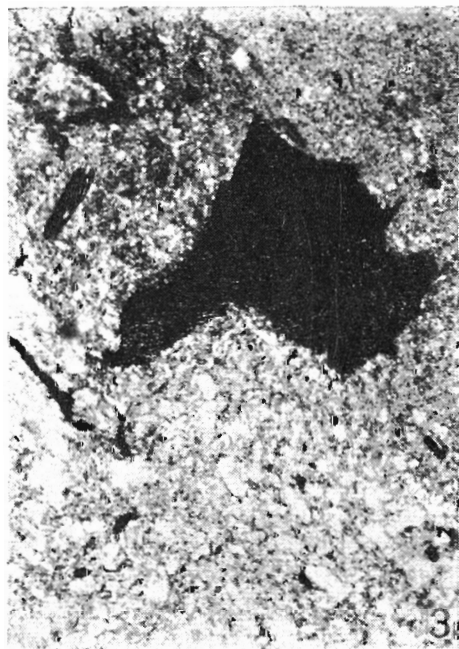
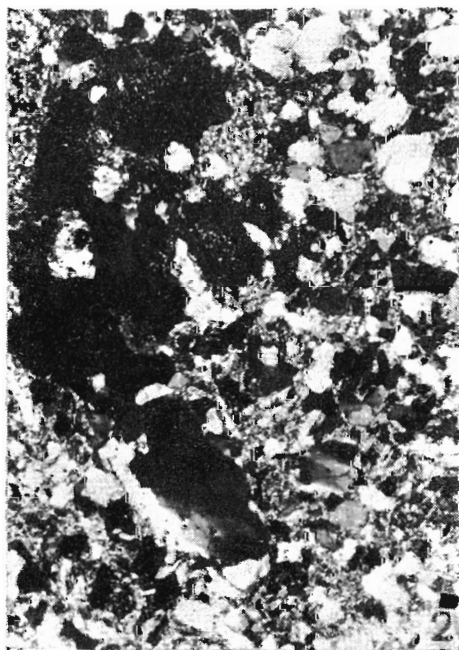
Miscellaneous examples of scolithus-type sandstones showing sedimentary structures. Borehole Andrychów 3. Figs. 1 and 5 depth 2245.0—2248.7 m; fig. 2 depth 2258.7—2262.2 m; fig. 3 depth 2248.7—2251. m; fig. 4 depth 2228.9—2232.8 m. Reduced × 2.

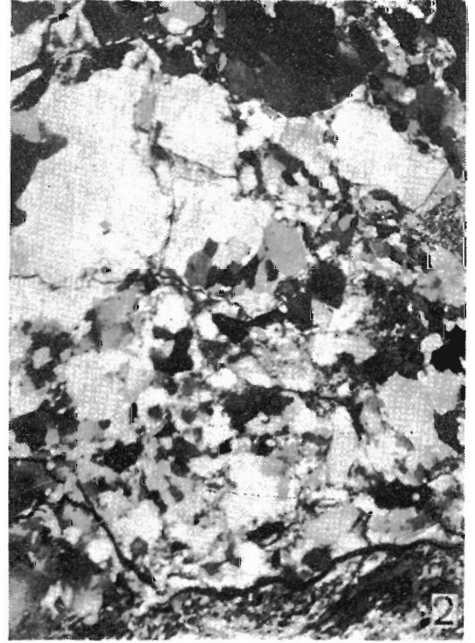
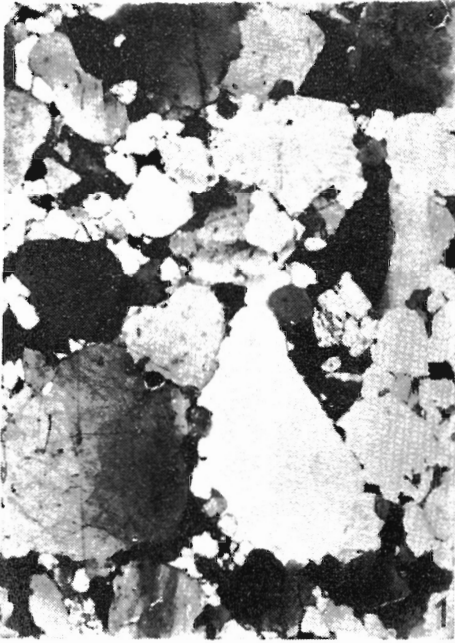
Fotografie wykonali: C. Tylek — pl. I, fig. 1 i 2; pl. II, fig. 1—4; pl. III, fig. 1. E. Ratajski — pl. I, fig. 3 i 4; pl. III, fig. 2—4; pl. V, fig. 1—4, pl. VI fig. 1—5.

J. Janik — pl. IV, fig. 1 i 2

Photos in pl. I, figs. 1 and 2; pl. II, figs. 1—4; pl. III, fig. 1 — by C. Tylek. Photos in pl. I, figs. 3 and 4; pl. III, figs. 2—4; pl. V, figs. 1—4; pl. VI, figs. 1—5 — by E. Ratajski. Photos in pl. IV, figs. 1 and 2 — by J. Janik







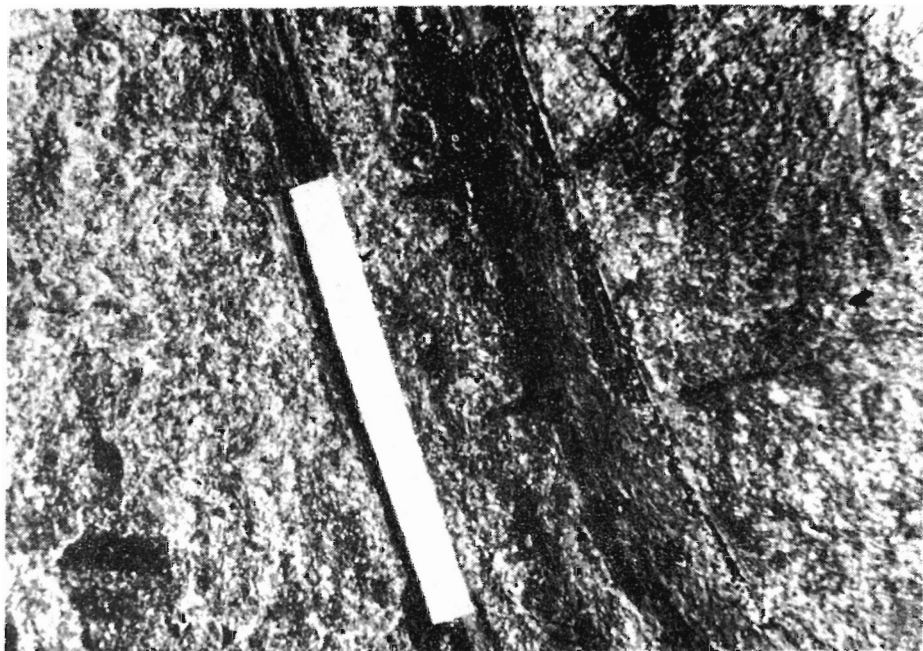


Fig. 1

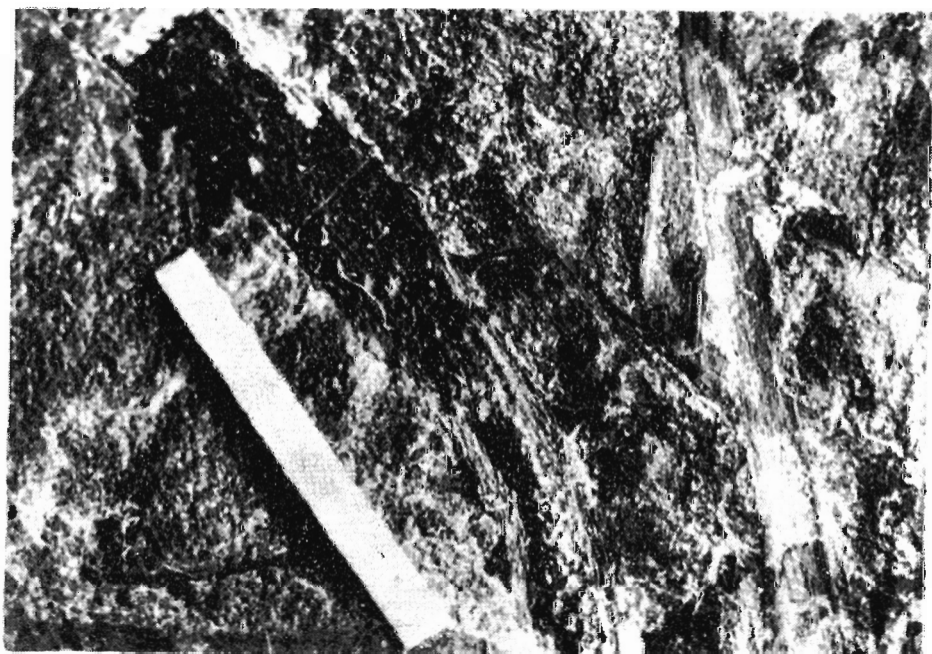


Fig. 2

